



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

GABRIELA FERNANDES MATHEUS

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM BADELEÍTA APLICADO ÀS ROCHAS AL-
CALINAS DO SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO

U-Pb GEOCHRONOLOGY IN BADDELEYITE APPLIED TO ALKALINE
ROCKS OF THE SOUTH OF THE SÃO PAULO STATE

CAMPINAS

2019

GABRIELA FERNANDES MATHEUS

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM BADELEÍTA APLICADO ÀS ROCHAS
ALCALINAS DO SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO

DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRA EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

ORIENTADOR: PROF. DR. TICIANO JOSÉ SARAIVA DOS SANTOS

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELA ALUNA GABRIELA FERNANDES MATHEUS E ORIENTADA PELO PROF. DR. TICIANO JOSÉ SARAIVA DOS SANTOS

CAMPINAS

2019

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

M421g Matheus, Gabriela Fernandes, 1991-
Geocronologia U-Pb em badeleíta aplicado às rochas alcalinas do sul do Estado de São Paulo / Gabriela Fernandes Matheus. – Campinas, SP : [s.n.], 2019.

Orientador: Ticiano José Saraiva dos Santos.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geocronologia. 2. Rochas ígneas alcalinas. I. Santos, Ticiano José Saraiva dos, 1964-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: U-Pb Geochronology in baddeleyite applied to alkaline rocks of the south of the São Paulo State

Palavras-chave em inglês:

Geochronology

Alkaline igneous rocks

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestrado em Geociências

Banca examinadora:

Ticiano José Saraiva dos Santos [Orientador]

Rogério Guitarrari Azzone

Peter Christian Hackpacher

Data de defesa: 05-07-2019

Programa de Pós-Graduação: Geociências

Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0000-0001-5588-2969>

- Currículo Lattes do autor: <http://lattes.cnpq.br/3818010627349361>



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AUTORA: Gabriela Fernandes Matheus

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM BADELEÍTA APLICADO ÀS ROCHAS ALCALINAS DO
SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO**

**U-Pb GEOCHRONOLOGY IN BADDELEYITE APPLIED TO ALKALINE ROCKS OF
THE SOUTH OF THE SÃO PAULO STATE**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Aprovado em: 05 / 07 / 2019

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos - Presidente

Prof. Dr. Rogério Guitarri Azzone

Prof. Dr. Peter Christian Hackpacher

**A Ata de defesa com as respectivas assinaturas dos membros, encontra-se disponível no
SIGA - Sistema de Fluxo de Dissertação e na Secretaria de Pós-graduação do IG.**

Campinas, 05 de julho de 2019.

BIOGRAFIA

Possui Graduação em Geologia pela Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP (20016). Durante a graduação foi bolsista junto ao Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica - PIBIC/CNPq (2014-2015) na área águas subterrâneas, com a atualização do banco de dados dos poços da região de Campinas, Indaiatuba, Hortolândia e Monte Mor. No período de 2015-2016 bolsista na área de geocronologia, com a datação U-Pb em badeleíta de rochas alcalinas.

Também em 2016, participou do Programa de Apoio Didático – PAD, na disciplina de geologia estrutural. Atualmente estudante de Mestrado em Geociências pelo Instituto de Geociências, UNICAMP na área de Evolução crustal com enfoque em geocronologia. O mestrado já propiciou, até o momento, uma publicação no 49º Congresso Brasileiro de Geologia.

AGRADECIMENTOS

Pessoas passam pela nossa vida, entram, saem. Mas há pessoas entram, deixam suas marcas e nos ajuda a construir nossa história. Venho agradecer a algumas pessoas que deixaram marcas mais profundas e que fortalecem a construção da minha história. Primeiramente agradeço a Deus e a meus santos de coração, aos quais sou devota, por iluminar sempre o meu caminho colocando pessoas maravilhosas que me guiaram a chegar até aqui. Agradeço aos meus pais, Mario e Ana, minha irmã Patrícia, aos meus avós, Durvalina e Gonçalo, minha avó Eurides, minhas madrinhas Cristina e meu padrinho Afonso e a meus familiares, por sempre estarem presentes, por todo o apoio, compreensão, broncas, conselhos, achismos, carinho, risadas, inspiração e por me passarem segurança em todos os momentos que precisei.

Agradeço imensamente ao meu amor, amigo, companheiro Husani. Pessoa que me dá muita força, apoio e sempre tem muita paciência e compreensão comigo.

Ao meu professor e orientador Ticiano, o meu muito obrigada por me estender a mão desde o começo, ainda na graduação, e confiar no meu trabalho. Por ser um profissional inspirador e, sobretudo, por ser uma pessoa amiga e sempre disponível para ajudar. Obrigado por todos os seus ensinamentos, chamadas de atenção, preocupações e conversas.

Um agradecimento especial a Érica e a Margareth, que sempre estiveram disponíveis a me ajudar. Érica me ensinou muita coisa desde a graduação que foi fundamental para o desenvolvimento da pesquisa.

Agradeço aos meus amigos de São Carlos Gabi Cabral, Amanda, Juh, Hbi, Leo, Fábio, Linkon, Nathy e João que estão comigo há alguns anos construindo minha história e que sem eles, sem a alegria, o companheirismo, tudo seria mais difícil. Agradeço aos meus amigos, ou seria minha segunda família que me adotou em Campinas, em especial a Luiza que esteve comigo em desde de sempre, me ensinou a dar valor a coisas pequenas, me ensinou a cozinhar, enfrentou comigo todos os altos e baixos durante a graduação e o mestrado e hoje é essa mestra maravilhosa! Mas não menos importantes Mayara Letícia, Poli, Vitti, Igor, Paco, Biriba, Debs, Rê, Fê, Zé e João que sempre tornaram meus dias melhores, me presentearam com alegria, amizade, doces.

Queria agradecer também a todos os amigos e colegas da pós-graduação por todas as conversas construtivas, discussões geológicas, risadas, festas e momentos de desabafos: Raísa, Paola, Nádia, Rafa, Bia, Tom, Luciano, Raphinha, Lucho, Alice, Robert, Talão e Josué.

E por fim agradeço agência de fomento - CNPq pela bolsa recebida (134486/2017-0).

RESUMO

O Arco Ponta Grossa encontra-se no Sul do Estado de São Paulo e está inserido no orógeno Ribeira. Sua configuração atual foi estabelecida durante o Jurássico e o Cretáceo e sua composição estrutural de fraturas e falhas favoreceram o acesso de magma basáltico e a formação de centenas de diques. Os complexos alcalinos neste arco e associados ao Lineamento Guapiara, foco da pesquisa, são: Jacupiranga, Pariquera-Açu e Cananéia. Por serem insaturadas em sílica, as rochas possuem badeleíta em sua composição. O método mais amplamente usado na geocronologia para datar eventos de cristalização é o método U-Pb em zircão. No entanto, as rochas alcalinas insaturadas em sílica raramente apresentam tal mineral, sendo a badeleíta (ZrO_2) o mineral portador de U, que tem as seguintes vantagens: altos teores de U e Pb e desprezível Pb comum, alta temperatura de fechamento, menor perda de Pb comparada ao zircão e rara ocorrência como xenocristal. Este trabalho apresenta a metodologia de separação de badeleíta implementado no Laboratório de Separação Mineral no Instituto de Geociências Unicamp e os resultados geocronológicos obtidos a partir do método U-Pb em badeleíta por LA-SF-ICP-MS com utilização de matriz combinada. O carbonatito do Complexo Alcalino de Jacupiranga apresentou idades U-Pb em badeleíta concordante em 116 ± 1 Ma e 114 ± 1 Ma e o sienito de Cananéia apresentou idade concordante de 90 ± 3 Ma. As intrusões alcalinas da região do Arco de Ponta Grossa estão posicionadas em determinados interceptos de falhas NE com fraturas de direção NW, estando relacionadas com um sistema tectônico distensivo. As idades do carbonatito são mais jovens que a média proposta na literatura para a mesma região, trazendo novas informações a partir de um método mais preciso para compor a história evolutiva dessas rochas alcalinas. Tais idades são semelhantes às de outras ocorrências alcalinas da mesma província alcalina.

Palavras chaves: Rochas Alcalinas; Badeleíta; Lineamento Guapiara

ABSTRACT

The Ponta Grossa Arch is located in the south of the state of São Paulo and is part of the Ribeira Orogen. Its current configuration was set during the Jurassic and Cretaceous, while its structural composition of fractures and faults favored the access of basaltic magma and the formation of hundreds of dykes. The alkaline complexes in this arch that are associated with Linemanto Guapiara, which is the focus of this research, are Jacupiranga, Pariquera-Açu, and Cananéia. Because they are silica-undersaturated, the rocks have baddeleyite in their composition. The most widely used method in geochronology to date crystallization events is the U-Pb zircon method. However, silica-undersaturated alkaline rocks rarely have such a mineral, with baddeleyite (ZrO_2) being the U-bearing mineral, which has the following advantages: high U and Pb contents and negligible common Pb, high closure temperature, lower loss of Pb compared to zircon, and rare occurrence as xenocrystal. This study presents the baddeleyite separation methodology implemented in the Mineral Separation Laboratory at the Unicamp Geosciences Institute and the geochronological results obtained from the U-Pb baddeleyite method through LA-SF-ICP-MS using a combined matrix. The carbonatite of the Jacupiranga Alkaline Complex had U-Pb ages in concordant baddeleyite at 116 ± 1 Ma and 114 ± 1 Ma, and the Cananéia syenite had a concordant age of 90 ± 3 Ma. The alkaline intrusions of the Ponta Grossa Arch region are positioned at certain NE fault intercepts with NW fractures and are related to a distensive tectonic system. The carbonatite ages are younger than the average proposed in the literature for the same region, raising new information from a more accurate method to compose the evolutionary history of these alkaline rocks. Such ages are similar to those of other alkaline occurrences of the same alkaline province.

Key words: Alkaline rocks, baddeleyite, Guapiara Lineament

LISTA DE FIGURAS

<p>Figura 1.1: Distribuição de rochas alcalinas na região Centro-Sudeste da Plataforma Brasileira e suas relações com as principais características estruturais. Legenda: PG: Ponta Grossa; RG: Rio Grande; PP: Ponta Porã; TS: Sinclinal de Torres; Rifts: MG: Moirão; SR: Santa Rosa; AR: Assunção; Lineamentos: TB: Transbrasiliiano; AP: Alto Paranaíba; MJ: Moji-Guaçu; CF: Cabo Frio; RT: Rio Tietê; SL: São Carlos-Leme; PR: Parapanema; PI: Piedade; GP: Guapiara; JC: São Jerônimo-Curiúva; RA: Rio Alonso; PQ: Rio Piqueri; AM: Santa Lucia-Aiguá-Merin. Centros alcalinos: BIT: Barra do Itapirapuã; BN: Banhadão; BT: Barra do Teixeira; CN: Cananéia; IP: Ipanema; TI: Itapirapuã; ITA: Itanhaém; JC: Jacupiranga; JU: Juquiá; MP: Mato Preto; PAR: Pariquera-Açu; PI: Piedade; TU: Tunas. 1) e 2) Enxames de diques; I: Embasamento; II: Bacia do Paraná; III: derrame basáltico. (Gomes <i>et al.</i>, 2011).....</p>	18
<p>Figura 1.2: Localização da área de estudo. Legenda: CN: Cananéia; JC: Jacupiranga; JU: Juquiá; PAR: Pariquera-Açu.</p>	21
<p>Figura 2.1: Contextualização das rochas alcalinas no mapa simplificado dos terrenos tectônicos – metamórficos, com enfoque para a área de pesquisa, mostrando as principais feições pré-cambrianas na região (modificado de Heibron <i>et al.</i>, 2004 e Brumatti <i>et al.</i>, 2015).</p>	24
<p>Figura 2.2: Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo. Destacando ainda falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Zalan e Oliveira, 2005).....</p>	28
<p>Figura 2.3: Mapa da distribuição dos Lineamentos do Arco Ponta Grossa e as alcalinas associadas. 1) e 2) Enxames de diques e 3) Rochas alcalinas. Legenda: BIT: Barra do Itapirapuã; BN: Banhadão; BT: Barra do Teixeira; CN: Cananéia; IP: Ipanema; IT: Itapirapuã; JC: Jacupiranga; JU: Juquiá; MP: Mato Preto; PAR: Pariquera-Açu; TU: Tunas (Gomes <i>et al.</i>, 2011).</p>	29

Figura 2.4: O sistema da Junção Tríplice Paraná (Coutinho, 2008).....	30
Figura 2.5: Mapa geológico do Complexo de Jacupiranga (Faleiros e Pavan, 2013)	34
Figura 2.6: Mapa geológico das cinco intrusões carbonatíticas do Complexo de Jacupiranga e suas respectivas características. (Modificado Gaspar e Wyllie, 1983 e Chmyz, 2017).....	35
Figura 2.7: Mapa geológico esquemático da ocorrência alcalina de Cananéia (Spinelli e Gomes, 2009)	36
Figura 2.8: Mapa geológico do Complexo Alcalino de Pariquera-Açu (Machado Jr., 2000)	39
Figura 2.9: Mapa geológico da suíte alcalina de Juquiá (Brumatti <i>et al.</i> , 2015)	41
Figura 2.10: Sistema Diopsídio-nefelina-melilita-sílica. Composição normativa das duas intrusões de Jacupiranga, sendo as rochas da segunda intrusão extremamente insaturada em sílica (Beccaluva <i>et al.</i> , 2017).....	44
Tabela 2.1: Reunião dos dados geocronológicos encontrados na literatura para as Alcalinas da Província Arco Ponta Grossa associadas ao Lineamento Guapiara	46
Legenda: * isócrona em minerais: biotita, anfíbólio e clinopiroxênio; ** sem informação	47
Figura 3.1: Mesa vibratória de Wilfley. A) Conjunto completo da mesa separadora por densidade em funcionamento B) Saídas de água adaptadas para se obter menor vazão.	50
Figure 3.2: Os quadros vermelhos destacam a mudança nas saídas de água. A) Todas as saídas de águas estão desobstruídas, possibilitando maior corrente de água; B) Saídas de água foram parcialmente fechadas; C) Acúmulo de material, como resultado do fechamento parcial das saídas de água, dificultando a passagem dos minerais e consequente separação.	51
Figura 3.3: Grãos de badeleíta separados manualmente em lupa binocular e colados em fita dupla face para posterior confecção do mount.....	52

Figura 3.4: Imagens em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). A) Elétrons secundários (SE); B) Imagem resultante da soma das componentes RGB da imagem C para cristais de badeleíta; C) Cadodoluminescência (CL) em badeleíta e; D) Cadodoluminescência (CL) com em zircão (gentilmente cedida por Prof. Dr. W. Amaral e MSc. P. Melo).53

Figura 3.5: Diagrama de temperatura de fechamento, mostrando que a Badaleíta possui uma tempetura de fechamento maior quando comparada com outros minerais e métodos.....56

Figure 4.1: Distribution of alkaline rocks in the Center-Southeast region of the Brazilian Platform and their relation with the main structure. Legend: PG- Ponta Grossa; RG- Rio Grande; PP- Ponta Porã; TS- Torres syncline; Rifts: MG-Moirão; SR- Santa Rosa; AR- Asunción; Lineaments: TB-Transbrasilian; AP- Alto Paranaíba; MJ-Moji-Guaçu; CF- Cabo Frio; RT- Rio Tietê; SL-São Carlos-Leme; PR-Paranapanema; PI- Piedade; GP-Guapiara; JC-St. Jerome-Curiúva; RA-Rio Alonso; PQ- Rio Piqueri; AM- Santa Lucia-Aiguá-Merin. Alkaline centers: BIT-Barra do Itapirapuã; BN-Banhadão; BT- Barra do Teixeira; CN- Cananeia; IP- Ipanema; IT- Itapirapuã; ITA- Itanhaém; JC-Jacupiranga; JU- Juquiá; MP- Mato Preto; PAR- Pariquera-Açu; PI- Piedade; TU- Tunas. 1) and 2) Dike swarms; I: Basement; II: Paraná Basin; III: Flood basalts. (Gomes *et al.*, 2011).....72

Figure 4.2: Diagram showing the range of ages for the alkaline rocks of the Ponta Grossa Arck: (1) Amaral *et al.*, (1967); (2) Sonoki and Garda, (1988); (3) Morbidelli *et al.*, 2000; (4) Machado Jr., (2000); (5) Spinilli (2007); (6) Spinelli and Gomes, (2008); (7) Roden et al. (1985); (8) Wu *et al.*, (2010); (9) Chmyz *et al.*, (2017).73

Figure 4.3: Macroscopic and microscopic features of the alkaline rocks. (A) TJCNN-9, syenite; (B) TJJAC-1B, carbonatite; (C) TJJAC-M2, carbonatite; (D) TJPRQ-12A, shonkinite; (E-F) Syenite with magnesiohornblende showing intense biotite alteration and plagioclase exhibits polysynthetic twinning, but poorly developed, not and polarized light, respectively; (G-H) Olivine, calcite, orthoclase and apatite, not and polarized light, respectively; (I-J) Calcite and dolomite, apatite, phlogopite

and, not and polarized light, respectively; (K-L) Augite with Carlsbad twinning and alteration of its edges and cores by biotite, not and polarized light, respectively.	76
Figure 4.4: Badeleite crystals in transmitted light. In the syenite (sample TJCNN-9) its characteristic tabular habit is displayed, while in the carbonatite (sample TJJAC-M2) the crystals are fragmented. Coloration is brown to yellowish and the crystals are translucent.	78
Figure 4.5: SE and CL images of the baddeleyite crystal from the Jacupiranga Alkaline Complex (TJJACP-1B; TJJAC-M2) and Cananéia (TJCNN-9) samples. The SE imagens reveal inclusions, fractures and surface imperfections that were avoided during LA-SF-ICP-MS, while Cl images display the incipient to well defined oscillatory zoning in the samples TJJACP-1B; TJJAC-M2 and the complex zoning in some Jacupiranga crystals.	79
Table 4.1: SEM analytical configuration for secondary electrons and cathodoluminescence images in baddeleyites mounts.	80
Table 4.2: LA-SF-ICP-MS analytical configuration for age determinations in baddeleyites.	81
Figure 4.6: Concordia diagram defined a concordant a U-Pb age and average age ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) in: (A) <i>TJJAC-M2a</i> by 6 baddeleyite crystals; (B) <i>TJJACP-1B</i> by 17 baddeleyite crystals and; (C) <i>TJCNN-9</i> by 5 baddeleyite crystals.	82
Figure 4.7: Concordia diagram for the reference materials defined a concordant a U-Pb age and respective signal in: (A) Kovdor by 48 baddeleyite crystals and (B) Phalaborwa by 14 baddeleyite crystals.	83
Table 4.3: Results of in-situ analyzes of U-Pb in LA-SF-ICP-MS for the samples of the Ponta Grossa Arc Province in baddeleyite.	84
Figure 4.8: Phalaborwa reference material: A) U-Pb concordia diagram displaying 59 analyses of the Phalaborwa baddeleyite (Heaman <i>et al.</i> , 2009) and, B) Concordia diagram for Phalaborwa by 14 baddeleyite crystals (this work).	85
Figure 4.10: Simplified geological map of Jacupiranga carbonatite rocks. C1-C5 represents an order of intrusion of these rocks, C1 being the oldest and C5 the youngest (Adapted Chmyz, 2017).	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Reunião dos dados geocronológicos encontrados na literatura para as Alcalinas da Província Arco Ponta Grossa associadas ao Lineamento Guapiara.....	46
Table 4.1: SEM analytical configuration for secondary electrons and cathodoluminescence images in baddeleyites mounts.....	80
Table 4.2: LA-SF-ICP-MS analytical configuration for age determinations in baddeleyites.	81
Table 4.3: Results of in-situ analyzes of U-Pb in LA-SF-ICP-MS for the samples of the Ponta Grossa Arc Province in baddeleyite.	84

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1.....	16
1. Introdução	16
1.1. Contextualização e justificativa	16
1.2. Objetivos	20
1.3. Localização e vias de acesso	20
CAPÍTULO 2.....	22
2. Contexto Geológico Regional.....	22
2.1. O Orógeno Ribeira	22
2.2. Contexto pós-orogênico	25
2.3. Arco Ponta Grossa	28
2.4. Geologia dos Complexos Alcalinos	31
2.5. Geoquímica	42
2.6. Geocronologia	44
CAPÍTULO 3.....	48
3. Materiais e Métodos	48
3.1. Datação U-Pb em zircão e badeleíta	54
Referências Bibliográficas.....	59
CAPÍTULO 4.....	69
LA-SF-ICP-MS U-Pb geochronology in baddeleyite applied to the alkaline rocks of south São Paulo State.....	69
4.1. Introduction.....	70
4.2. Geological Context	71
4.3. Petrography	74
4.4. Analytical methods	76
4.5. Results.....	78
4.6. Discussion	84

4.7. Final considerations	90
4.8. Acknowledgment:	90
References.....	91
Supplementary Material.....	97

CAPÍTULO 1

1. Introdução

1.1. Contextualização e justificativa

O método U-Pb mostra-se muito preciso na obtenção de idades de cristalização (Heaman, 2009; Corfu *et al.*, 2013; Bahat *et al.*, 2013; Nemchin e Pidgeon, 1998). A utilização da badeleíta é ideal para rochas plutônicas insaturadas em sílica, tal como as rochas alcalinas. As vantagens da sua utilização são seus altos teores de U e Pb, sua desprezível quantidade de Pb comum, alta temperatura de fechamento e o fato de raramente ocorrer como xenocristal (Heaman e LeCheminant, 1993; Wingate e Compston, 2000).

As rochas alcalinas, tal como traquitos, fonolitos, basanitos, kimberlitos e um dos principais tipos de rocha associada, os carbonatitos (Condie, 1997; Gill, 2010), constituem menos de 1% das rochas ígneas expostas na superfície. Essas rochas possuem deficiência em sílica (SiO_2) e alta concentração de álcalis (Sørensen, 1974), levando a formação das séries de feldspatos alcalinos ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8$), ou cristalização de feldspatóides ($\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4$). Minerais sódicos de anfibólios e piroxênios, como o clinopiroxênio aegerina, são comumente encontrados. Apresentam altas concentrações de elementos incompatíveis (Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr, Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, P e ETR), o que pode levar a ocorrência de minerais acessórios raros como, por exemplo, a badeleíta (Gill, 2010). A maioria dos recursos mundiais de Nb, Ta e ETR são encontrados em corpos alcalinos ou ao redor destes (Fitton e Upton, 1987).

De acordo com Gill (2010), pode-se supor que as condições e processos para a geração de fundidos alcalinos básicos a ultrabásicos são qualitativamente similares aos propostos para a geração de fundidos basálticos, isso porque os fundidos ocorrem nos mesmos ambientes geotectônicos, no entanto com taxas de fusão parcial distintas. Seu alto enriquecimento em elementos traços incompatíveis podem ser explicados por baixas taxas de fusão parcial, ocorrendo sob elevadas condições de pressão, porém podem ser produzidos por altos graus de fusão com um componente de manto volumetricamente menor do que baixos graus de fusão, desta forma estas rochas alcalinas não carregam tanta informação sobre os principais componentes do manto convectivo (Pilet *et al.*, 2008).

A variedade composicional das rochas alcalinas tem relação com o ambiente geotectônico: ocorrem em grandes volumes em poucos riftes continentais, como no Sistema de Riftes do Leste da África, mas ocorrem também, frequentemente, em pequenos volumes, como ilhas oceânicas e ambientes cratônicos (Condie, 1997).

Na região da Plataforma Brasileira, próximo às bordas das bacias do Paraná, Pelotas e Santos, encontram-se muitas das ocorrências conhecidas – mais de 100 - de rochas alcalinas e alcalinas-carbonatíticas (Gomes *et al.*, 2011). Em geral, essas rochas alcalinas intrudem no embasamento ou nos sedimentos Paleozoicos da bacia do Paraná (Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005).

O Arco de Ponta Grossa é a principal estrutura na Bacia do Paraná, estendendo-se por aproximadamente 600 km mergulhando em direção ao interior da Bacia (Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005). O arco é composto por importantes lineamentos NW como Guapiara, São Gerônimo-Curiuva, Rio Alonso e Rio Piqueri (Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005), tendo soerguido possivelmente no início do Cretáceo, pouco antes do volumoso evento de magmatismo basáltico (Menezes e Travassos, 2005). O ápice da sua evolução acontece durante esse evento magmático, sendo concentrado na porção central e norte do Arco.

Os principais sítios de magmatismo alcalino e alcalino-carbonatítico situam-se próximo ou nos lineamentos São Gerônimo-Curiuva e Guapiara. Esse último localiza-se no sul do estado de São Paulo, região foco da pesquisa, onde encontram-se os corpos alcalinos de Jacupiranga, Juquiá, Pariquera-Açu e Cananéia (Figura 1.2) (Gomes *et al.*, 2011).

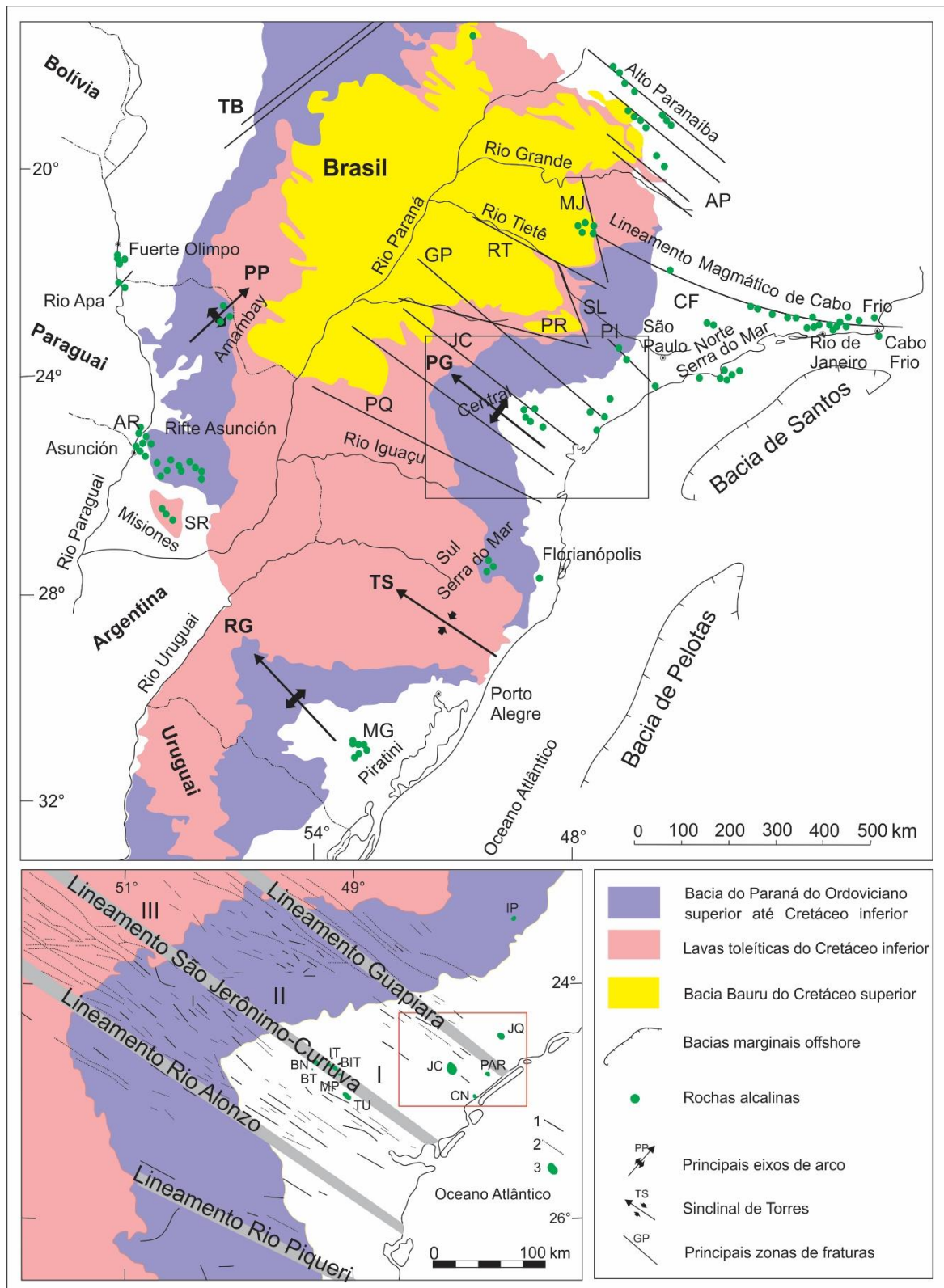


Figura 1.1: Distribuição de rochas alcalinas na região Centro-Sudeste da Plataforma Brasileira e suas relações com as principais características estruturais. Legenda: PG: Ponta Grossa; RG: Rio Grande; PP: Ponta Porã; TS: Sinclinal de Torres; Rifts: MG: Moirão; SR: Santa Rosa; AR: Assunção; Lineamentos: TB: Transbrasiliano; AP: Alto Paranaíba; MJ: Moji-Guaçu; CF: Cabo Frio; RT: Rio Tietê; SL: São Carlos-Leme; PR: Parapananema; PI: Piedade; GP: Guapiara; JC: São Jerônimo-Curiúva; RA: Rio Alonso; PQ: Rio Piqueri; AM: Santa Lucia-Aiguá-Merin. Centros alcalinos: BIT: Barra do Itapirapuã; BN: Banhadão; BT: Barra do Teixeira; CN: Cananeia; IP: Ipanema; TI: Itapira-

puã; ITA: Itanhaém; JC: Jacupiranga; JU: Juquiá; MP: Mato Preto; PAR: Pariquera-Açu; PI: Piedade; TU: Tunas. 1) e 2) Enxames de diques; I: Embasamento; II: Bacia do Paraná; III: derrame basáltico. (Gomes *et al.*, 2011)

As idades encontradas para o magmatismo alcalino distribuem-se entre 40 e 240 Ma, com pico entre 130 e 120 Ma, conforme datações K-Ar – em rocha total e minerais como biotita e feldspato alcalino - e Rb-Sr – em carbonato, mica e apatita (Amaral *et al.*, 1966; Roden *et al.*, 1985). Novos dados analíticos e revisões de muitas ocorrências alcalinas e alcalina-carbonatítica confirmaram dois grupos cronológicos principais 80-90 Ma e 130-140 Ma (Sonoki e Garda, 1988; Gibson *et al.*, 1995; Morbidelli *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998; Riccomini *et al.*, 2005; Siga Jr *et al.*, 2007; Enrich *et al.*, 2009; Spinelli e Gomes *et al.*, 2008; Chmyz *et al.*, 2017 e Gomes *et al.*, 2018).

O corpo alcalino mais antigo, Jacupiranga, têm-se idades entre 60 a 220 Ma (Amaral *et al.*, 1966; Roden *et al.*, 1985, Sonoki e Garda, 1988; Wu *et al.*, 2010; Chmyz *et al.*, 2017), com idade preferencial de aproximadamente 130 Ma, e para o corpo alcalino de Cananéia, mais jovem, em torno de 80 Ma (Amaral *et al.*, 1966; Sonoki e Garda, 1988; Spinelli e Gomes *et al.*, 2008).

Estudos com traço de fissão em apatita (Soares *et al.*, 2015) de carbonatito referentes a Jacupiranga mostram significativa mais jovem que a idade de cristalização encontrada na literatura para o corpo alcalino, realizada pelos métodos convencionais Rb-Sr e K-Ar. As amostras apresentaram idades com aproximadamente 95 Ma. Essa discordância foi atribuída pelos autores ao aquecimento no Cretáceo superior, responsável pelo *reset* do traço de fissão, não correspondendo a idade de cristalização do corpo de Jacupiranga.

Vários trabalhos que utilizaram a datação U-Pb em badeleíta mostram diferenças entre as idades obtidas por esse método e aquelas obtidas pelos métodos convencionais (Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar) (Nemchin e Pidgeon, 1998; Bahat *et al.*, 2013; Corfu *et al.*, 2013). Um dos motivos deve-se ao fato de eventos termais posteriores a sua cristalização alterarem o sistema isotópico do argônio (Ar-Ar; K-Ar), parecendo ser mais jovem do que realmente é (Twyman, 2007). Outro ponto, incomum, mas que trás incertezas é a presença de excesso de Ar originário de fontes mantélicas, resultando em idades mais velhas (Kelley, 2002; Twyman, 2007)

Eventos termais podem causar abertura parcial ou total do sistema isotópico, levando a perda de Ar. Um exemplo, que mostra diferenças nas idades, é o sill máfico de Franz Josef Land no Mar Barrents- Rússia, no qual as idades U-Pb em badeleíta são mais restritas entre 122-123 Ma, enquanto que as idades K-Ar mais dispersas de 131-108 Ma (Corfu *et al.*,

2013). Outro exemplo aplica-se aos diques máficos de Binneringie no oeste da Austrália, em que dados Rb-Sr - mostram grandes incertezas, com idades de 2411 ± 52 Ma, enquanto que a idade U-Pb em badeleíta é mais precisa de 2418 ± 3 Ma (Nemchin e Pidgeon, 1998)

Nesse contexto, este trabalho busca apresentar dados geocronológicos robustos de cristalização de rochas alcalinas, para a região sul do estado de São Paulo, com dados mais precisos e um intervalo de idades bem definidos, utilizando o método de datação U-Pb em badeleíta. Com isso, espera-se delimitar de forma mais precisa a cronologia dos pulsos magmáticos alcalinos do Cinturão Ribeira.

A estruturação dos capítulos desta dissertação é direcionada para elaboração de futura publicação. O primeiro capítulo aborda os aspectos introdutórios. O segundo, o estado da arte com a geologia regional da área de estudo. O capítulo três traz os aspectos metodológicos empregados nessa pesquisa e, por fim, o capítulo quatro discute os resultados obtidos.

1.2. Objetivos

A presente dissertação tem como objetivo definir com maior precisão a idade de cristalização das rochas alcalinas da região sul do estado de São Paulo, alinhadas ao Lineamento Guapiara usando o método U-Pb em badeleíta. Esses corpos alcalinos apresentam algumas idades Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar, em minerais como biotita, flogopita, piroxênio, olivina e em rocha total, já conhecidas na literatura. Entretanto, os métodos utilizados conferem maiores incertezas. Assim, como objetivos específicos, temos:

- Implementação da técnica de separação e concentração mineral de badeleíta no laboratório de separação mineral do Instituto de Geociência -IG, Unicamp;
- Efetivação da rotina de datação U-Pb no laboratório de Geologia Isotópica -IG, Unicamp, e;
- Comparação dos dados geocronológicos coletados com o de outros corpos alcalinos que, aliados aos dados geoquímicos e estruturais disponíveis na literatura, possam agregar informação que possibilitem apresentar a evolução dos corpos alcalinos Mesozoicos.

1.3. Localização e vias de acesso

A área de estudo localiza-se ao sul do estado de São Paulo, próximo à divisa com o Paraná e dista aproximadamente 190 km da cidade de Curitiba (PR) e 200 km da cidade de

São Paulo (SP), sendo o acesso feito pela BR-116 (Figura 1.3). Os Corpos Alcalinos estão localizados em diferentes cidades: o Complexo de Jacupiranga encontra-se em Cajati; Juquiá está localizado entre os municípios de Registro e Juquiá e os corpos de Cananéia e Pariquera-Açu situam-se nos municípios de nomes análogos.

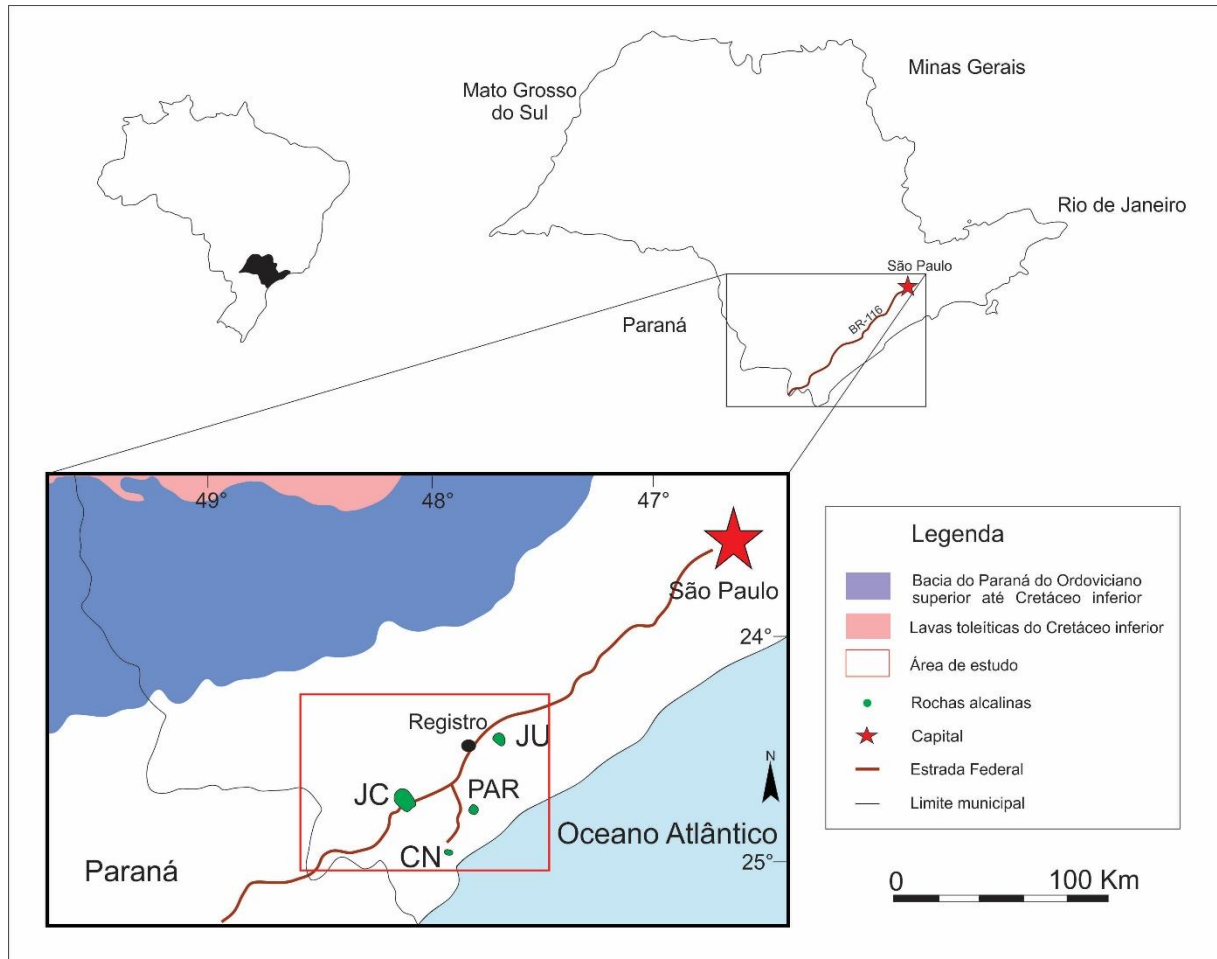


Figura 1.2: Localização da área de estudo. Legenda: CN: Cananéia; JC: Jacupiranga; JU: Juquiá; PAR: Pariquera-Açu.

2. Contexto Geológico Regional

2.1. O Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira está inserido no contexto do Sistema Orogênico Mantiqueira ou Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977, 1981a), que se estende do sul da Bahia ao Uruguai, totalizando cerca de 700.000 km². Esse sistema é constituído pelos orógenos Ribeira, Araçuaí, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência formada entre os orógenos Brasília e Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004). A região sul do estado de São Paulo e leste do estado do Paraná inserem-se no contexto do segmento Central do Sistema Orogênico Mantiqueira (Hasui, 2012; Heilbron *et al.*, 2004).

O Orógeno Ribeira possui trend NE-SW originado pela colisão oblíqua (Campaña e Brito Neves, 2004) entre os crátons São Francisco-Congo, Paranapanema, Rio de la Plata e Kalahari, além de prováveis massas continentais menores, como Luis Alves, Apiaí, Terreno Oriental-Serra do Mar e Terreno Cabo Frio (fragmento do Cráton do Congo) (Heilbron *et al.*, 2004; Faleiros, 2008; Fuck *et al.*, 2008).

Durante a orogênese brasileira, rochas foram retrabalhadas parcial a totalmente nos orógenos Araçuaí e Ribeira, sendo possível o registro diacrônico claro das diferentes etapas (Heilbron *et al.*, 2004). Esse evento foi subdividido em quatro pulsos: a) eocriogeniana (ca. 800 – 700Ma); b) tardicriogeniana-coediacarana (ca. 660 – 610 Ma); c) eo-médio ediacarana (ca. 590 – 560 Ma) e d) tardicambriana (520 – 500 Ma) (Brito Neves *et al.*, 2014).

A fase colisional do orógeno Brasília, em sua porção sul, ocorreu em torno de 630 Ma, denominada de Colisão I, no orógeno Ribeira situa-se entre 580 e 560 Ma - Colisão II (Heilbron *et al.*, 2004). De acordo com os autores, os efeitos da Colisão II atingiram o orógeno Brasília, resultando na complexa zona de interferência entre os dois orógenos. O orógeno Ribeira registra ainda uma colisão tardia em 520 -510 Ma - Colisão III - no terreno Cabo Frio. A Colisão II foi resultado do fechamento do Oceano Adamastor e consequente colisão entre o Paleocontinente São Francisco-Congo e outros continentes localizados a leste, tendo seu ápice

em 580 Ma com a estruturação do orógeno Ribeira (Heilbron e Machado, 2003; Machado *et al.*, 1996). Esse evento colisional foi oblíquo, resultando na deformação em zonas de encurtamento frontal vergentes para oeste e em zonas de mergulho íngreme NE-SW, com componente transpressivo destrai (Heilbron *et al.*, 2004). Essa intensa deformação originou dobras apertadas a isoclinais e forte xistosidade, muitas vezes milonítica, e lineação de estiramento. O metamorfismo varia de xisto verde até fácies granulito de média pressão. Nesse evento forma-se diversas suítes granitóides (Heilbron *et al.*, 2004).

Com a colagem dos blocos durante os eventos colisionais no Sistema Orogênico Mantiqueira (Hasui, 2012; Heilbron *et al.*, 2004), o segmento central foi subdividido nos terrenos Apiaí, Embu, Curitiba, Luis Alves, Paranaguá e Costeiro (Heilbron *et al.*, 2004; Faleiro, 2008; Heilbron *et al.*, 2008; Brumatti *et al.*, 2015). As rochas alcalinas mesozoicas do presente trabalho estão inseridas, em sua totalidade, no Terreno Curitiba (Figura 2.1).

O Terreno Curitiba está localizado ao sul da falha Lancinha e ao norte da zona de cisalhamento Faxinal (Figura 2.1) (Faleiros, 2008; Curry, 2009). Compreende gnaisses – migmatíticos e granitos do Complexo Atuba, de idade riaciana (ca. 2100-2200 Ma), interpretado como uma faixa móvel paleoproterozoica retrabalhada no Neoproterozoico (Sato *et al.*, 2003; Siga Júnior *et al.*, 1995, 2007). Sequências metassedimentares das formações Capiru/Setuva e Turvo-Cajati, respectivamente de baixo e médio a alto grau metamórfico, e pela Suíte Piên são compostas por granitoides deformados e sequências de rochas metamáficas-ultramáficas (Siga Júnior *et al.*, 1995; Faleiros, 2008; Faleiros *et al.*, 2012; Cury, 2009).

O Terreno Apiaí compreende sequências supracrustais, do Supergrupo Açungui. É constituído por rochas gnáissico – migmatíticas, com alguns núcleos charnockíticos maiores, e intercalações variadas de metassedimentos (Campanha, 1991; Campanha e Sadowski, 1999), de baixo a médio grau metamórfico (Faleiros, 2008; Faleiros e Pavan, 2013). Essa unidade compreende uma associação de terrenos distintos, do Mesoproterozóico e Neoproterozóico, compreendendo o Grupo Votuverava, Formação Água Clara, Grupo Itaiacoca, Formação Iporanga, além de terrenos de idade de sedimentação ainda pouco estabelecida como Grupo Lajeado e Sequência Serra das Andorinhas (Basei *et al.*, 2008; Faleiros, 2008; Siga Júnior *et al.*, 2009, 2011). Rochas de embasamento consistem em associações de ortognaisses migmatíticos e miloníticos estaterianos (ca. 1750-1800 Ma) (Cury *et al.*, 2002; Prazeres Filho *et al.*, 2003) aflorantes, principalmente, no núcleo de algumas estruturas antiformais abertas com forte complexidade geológica como resultado da superposição de eventos tectônicos distintos (Faleiros, 2008).

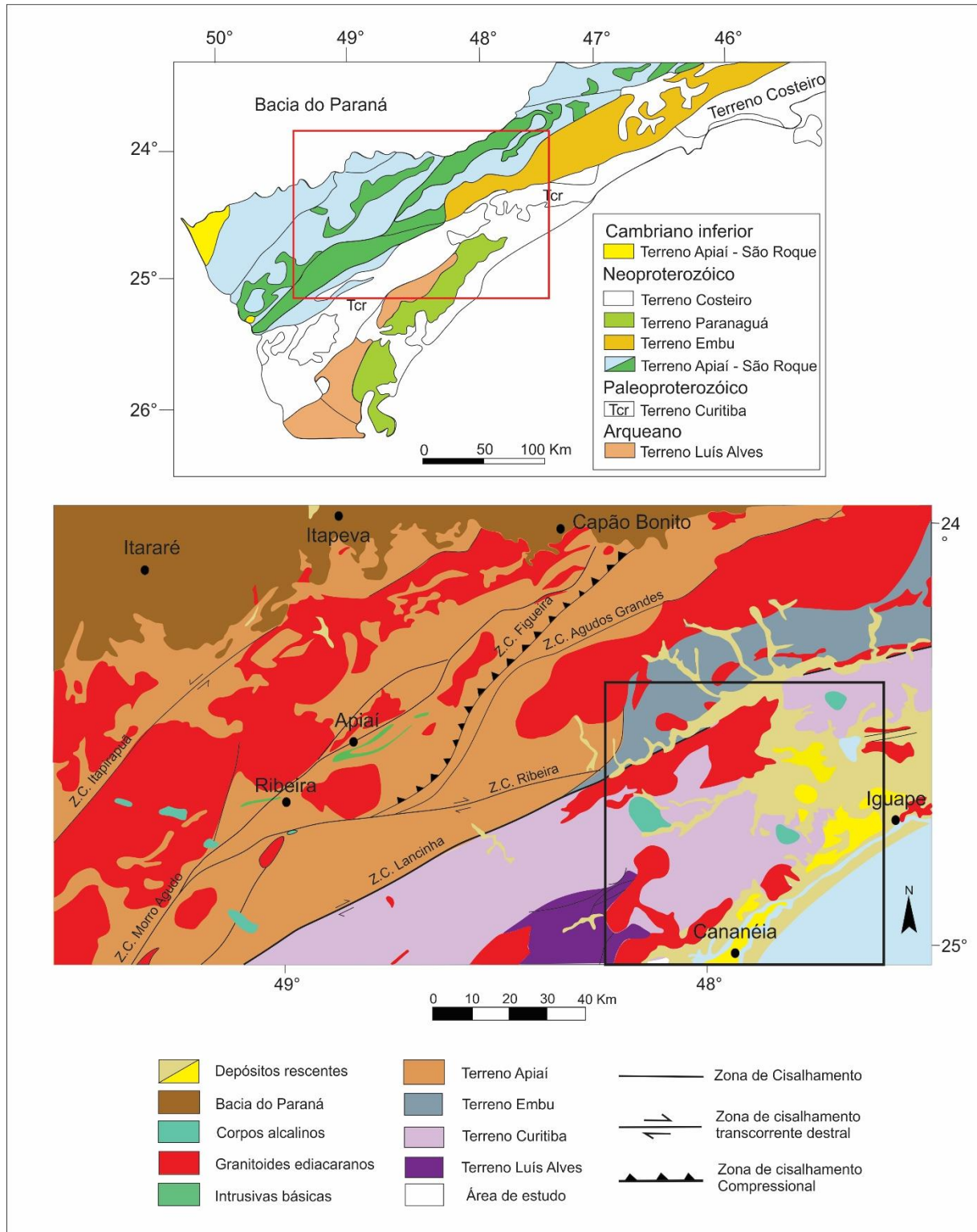


Figura 2.1: Contextualização das rochas alcalinas no mapa simplificado dos terrenos tectônicos – metamórficos, com enfoque para a área de pesquisa, mostrando as principais feições pré-cambrianas na região (modificado de Heibron *et al.*, 2004 e Brumatti *et al.*, 2015).

O Terreno Luís Alves representa a única exposição cratônica, em relação à Orogenia Brasileira, na porção central do Cinturão Ribeira (Faleiros *et al.*, 2012). Compreende rochas ortognáissico-granulíticas, com frequentes intercalações de granulitos básicos, arqueanas a paleoproterozoicas (ca. 2720-2000 Ma) (Siga Júnior *et al.*, 1995; Sato *et al.*, 2003). Ocorre, ainda, nesse terreno: ultramafitos, quartzitos, gnaisses kinzingíticos, formações ferríferas e migmatitos (Siga Júnior, *et al.*, 1995).

O Terreno Paranaguá corresponde a uma faixa alongada segundo a direção NE, composta, em sua maior parte, por uma suíte ígnea granítica cálcio-alcalina, incipiente a intensamente deformada, denominada de Morro Inglês (Siga Júnior *et al.*, 1995; Cury, 2009). As encaixantes desses granitos são compostas por rochas gnáissico migmatíticas, pertencentes ao Complexo São Francisco do Sul (Faleiros *et al.*, 2012), e rochas metassedimentares, de diferentes graus de metamorfismo, da Formação Rio das Cobras (Cury, 2009).

O Terreno Costeiro compreende rochas metassedimentares de composição pelítica, metamorfizadas em fácies granulito a anfibolito alto (Tupinambá *et al.*, 2007). Uma característica desse terreno é a descontinuidade das camadas com a intercalação de quartzitos impuros intrudidos por ortognaisses e metagabros do Complexo Rio Negro de idade aproximada entre 790 a 620 Ma (Heilbron e Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004; Tupinambá *et al.*, 2007). Dados geocronológicos Pb-Pb, em espectrometria de massa por ablação a laser (LA-SF-ICP-MS), de zircões detríticos dos quartzitos indicam deposição no Neoproterozóico e fontes mistas, variando desde arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas (Valladares *et al.*, 2008).

Por fim, o Terreno Embu, também chamado de Paraíba do Sul (Tupinambá *et al.*, 2007), é limitado por espessas zonas de cisalhamento destrais. Compreende gnaisses paleoproterozóicos, rochas supracrustais de médio a alto grau metamórfico, bem como gnaisses crio-genianos e intrusões graníticas datadas de 600-590 Ma (Heilbron *et al.*, 2004; Brito Neves *et al.*, 2014)

2.2. Contexto pós-orogênico

Dados de idades de Traço de Fissão em apatita (TFA) revelam que pelo menos três eventos térmicos caracterizam a margem continental após o Ciclo Brasileiro: Cretáceo Inferior, Cretáceo Superior e Paleógeno-Neógeno. Esses eventos são relacionados aos processos de abertura do Oceano Atlântico Sul e às fases rifte e pós-rifte, com reativações tectônicas ao longo da margem (Oliveira e Jelinek, 2017).

No final do Permiano, inicia-se na Plataforma Sul-Americana um fenômeno de ativação tectono-magmática, atingindo o seu clímax no Jurássico e Cretáceo, chamado de Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967; Santero *et al.* 1988). As manifestações desse evento atingiram grande parte do território brasileiro e países vizinhos. Bacias sedimentares como Paraná, Paraíba e Amazonas foram atingidas por magmatismo basáltico predominantemente tholeiítico e a região sul foi pontualmente atingida predominantemente por magmatismo alcalino (Almeida, 1986).

Vários trabalhos (Herz, 1977; Gibson *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1998; Segev, 2000; Guedes *et al.*, 2005; Thomaz Filho *et al.*, 2005; Almeida, 2006) abordam a ideia de *hot spot* para as rochas alcalinas Mesozoicas da bacia de Campos. O primeiro deles foi de Herz (1977). Para o autor, as rochas alcalinas estão relacionadas com o desenvolvimento de uma junção tríplice e com a movimentação relativa da placa sobre um *hot spot*. Esse modelo foi baseado em observações de muitas margens continentais irregulares e especialmente em margens de riftes. Em seu trabalho é também proposto que as rochas alcalinas do cinturão litorâneo, com dados de São Sebastião (82Ma) e Cabo Frio (59Ma), idades obtidas pelo método K-Ar, estão relacionadas com a separação Sul da África-América do Sul. Desse modo, deduz-se uma movimentação da placa com uma velocidade média de 2 cm/ano.

No entanto, Almeida (1986; 1996) já contestava a hipótese de *hot spots*, por não haver dados cronológicos que comprovassem uma progressão desse deslocamento da placa sobre pontos quentes ou anomalias térmicas. Sendo o alinhamento das intrusões alcalinas e tholeiíticas, como exemplo Cabo Frio – Poços de Caldas, uma referência apenas da ruptura do Gondwana e abertura do oceano Atlântico.

Outros trabalhos mais recentes (Ernesto, 2005; Rugenski, 2006; Azzone, 2008; Marangoni e Montovaini, 2013; Salomon *et al.*, 2017) discutem, além das questões cronológicas, a ausência de assinaturas tipicamente atenosféricas (próximas a DMM), presença de assinaturas ligadas ao manto litosféricos e análises de assinaturas geofísicas. Diferentes assinaturas são estudadas para as diferentes províncias alcalinas separadas geograficamente, inviabilizando, dessa forma, os modelos até então propostos envolvendo plumas mantélicas (Ernesto, 2005). Segundo a autora, as anomalias térmicas mantélicas de longa duração, reveladas por anomalias de geoide, poderiam ter fornecido o calor necessário para a geração dos magmas alcalinos.

O vulcanismo básico no orógeno Ribeira apresentou-se em duas fases: uma mais antiga, pré-aptiana com basaltos, e uma mais nova, aptiana-eocênica, com rochas alcalinas. O magmatismo alcalino na Bacia do Paraná e Arco Ponta Grossa originou-se, principalmente,

entre 147 e 119Ma, com máxima intensidade entre 130 e 120Ma, conforme várias datações K-Ar e Rb-Sr (Amaral *et al* 1966; Roden *et al* 1985).

Para o complexo Alcalino de Jacupiranga, Amaral *et al.* (1966) obtiveram idade preferencial 133Ma. Foram datados o carbonatito com 134 Ma, em flogopita, o jacupiranguito com 132 Ma em rocha total e Nefelina-sienito com 130 e 147Ma em biotita e feldspato alcalino respectivamente, todas as idades obtidas pelo método K-Ar. O corpo alcalino mais recente (Amaral *et al.*, 1966) é o de Cananéia com idade preferencial de 82Ma, com datações K-Ar realizadas no nordmarkito (84Ma, 82Ma e 81Ma – Alkali feldspato, Barkevikite e biotita).

Ao final do magmatismo alcalino, no limite Cretáceo/Terciário, que soergue a região sudeste, uma superfície de aplainamento, chamada de Superfície Japi, nivelou-o em torno de 2 000 m em relação ao nível do mar atual. Durante boa parte do Cenozóico (58-20 Ma), a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas lineares formando-se corredores de grábens (rifes) paralelos à costa (Zalan e Oliveira, 2005).

Diversos nomes foram atribuídos para o sistema de rifes: Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1977), Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste Brasileiro (Melo *et al*, 1985) e Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1991) e Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCBS) (Zalán e Oliveira, 2005) (Figura 2.2).

As idades obtidas por TFA (20-100 Ma) para a região central do Orógeno Ribeira apresentam idades significativamente mais jovens que as idades de rifteamento, que levou à formação da margem continental (Oliveira e Jelinek, 2017). Conforme os autores, devido às tensões intraplacas ocorreu a formação e reativação de bloco de falhas de alto ângulo relacionado com o aumento das taxas de denudação. Essas, por sua vez, são expressas com o rápido resfriamento durante o Paleógeno-Neógeno.

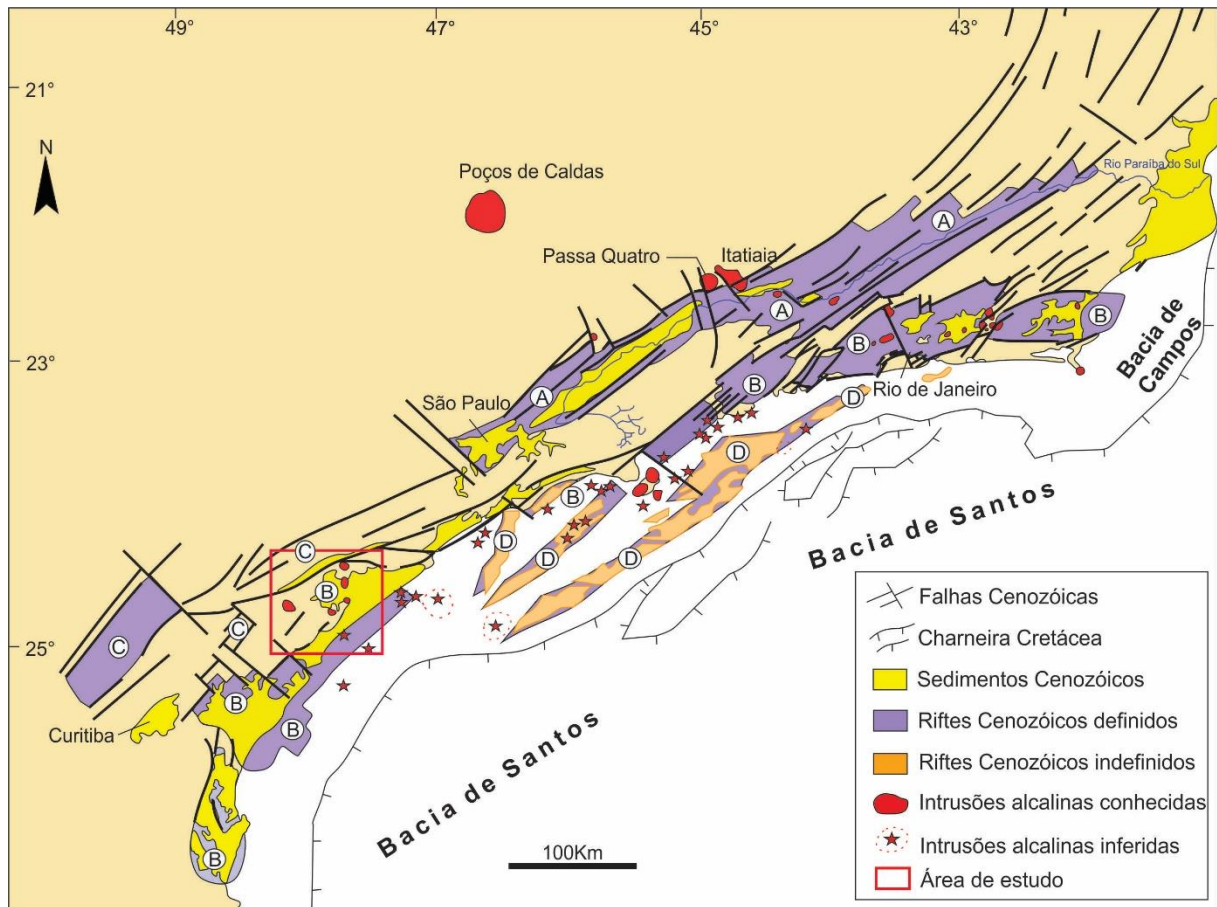


Figura 2.2: Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo. Destacando ainda falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Zalan e Oliveira, 2005).

2.3. Arco Ponta Grossa

O Arco Ponta Grossa é a mais proeminente estrutura regional do flanco leste da Bacia do Paraná, no Sudeste do Brasil (Vieira, 1973). Uma megaestrutura soerguida com mergulho NW com sentido para o interior da Bacia do Paraná (Portela Filho e Ferreira, 2003). Sua orientação N45W é composta por falhas que se estendem por cerca de 10 km e presença de diques de diabásio, distam até 100m da falha principal. Os diques apresentam orientações variando de N40W a N60W (Machado Junior, 2000; Strugale *et al.*, 2007).

A configuração atual do Arco de Ponta Grossa foi adquirida durante o Jurássico e o Cretáceo (Ferreira, 1982; Mizusaki e Thomaz Filho, 2004). Fraturas e falhas transversais às estruturas do embasamento propiciaram o acesso do magma basáltico e a formação de centenas de diques situados no núcleo da estrutura (Mizusaki e Thomaz Filho, 2004).

Alguns trabalhos, no entanto, sugerem eventos, ainda no Paleozóico, de soerguimento dessa feição (Franco-Magalhães, 2009). Para Almeida (1981), os alinhamentos de direção NW, que compõem o Arco de Ponta Grossa, apresentavam uma tendência ao soerguimento desde o Devoniano.

Viera (1973) dividiu a província em 4 mega zonas de falha: 1) Localizada a sudoeste a Falha Rio Alonzo; 2) Situada entre a Falha Rio Alonzo e o Falhamento São Jerônimo-Curúva, orientados SE-NO; 3) Limitada pelos Falhamentos São Jerônimo-Curúva a sudoeste e o Serra da Fatura a noroeste, faturamentos e falhamentos sem uma direção preferencial; 4) Por fim, a última área está a leste do Falhamento de Serra da Fatura, tendo como característica uma área de mais baixa densidade de falhas e fraturas. Posteriormente, Ferreira (1982) interpretou essas zonas como alinhamentos estruturais-magnéticos, com extensões não inferiores a 600 km e larguras variáveis entre 20 e 100 km, as quais coincidem com aquelas definidas por Vieira (1973), e que, no entanto, passam a ser chamados de Alinhamento Rio Alonzo, Rio Piqueri e o falhamento da Serra da Fatura de Alinhamento de Guapiara (Figura 2.3).

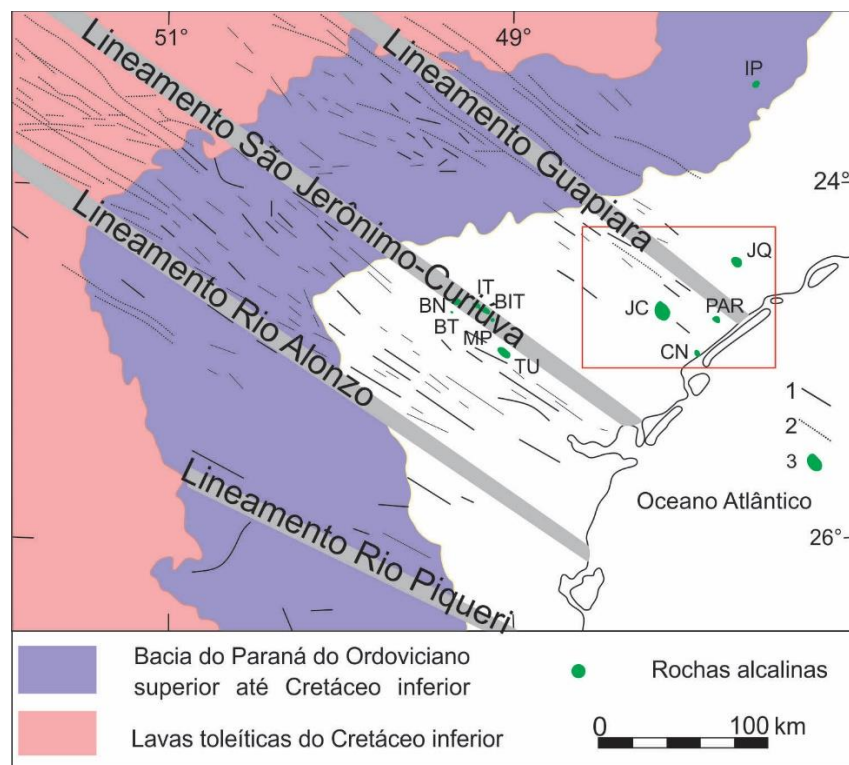


Figura 2.3: Mapa da distribuição dos Lineamentos do Arco Ponto Grossa e as alcalinas associadas. 1) e 2) Enxames de diques e 3) Rochas alcalinas. Legenda: BIT: Barra do Itapirapuã; BN: Banhadão; BT: Barra do Teixeira; CN: Cananéia; IP: Ipanema; IT: Itapitapuã; JC: Jacupiranga; JU: Juquiá; MP: Mato Preto; PAR: Pariqueira-Açu; TU: Tunas (Gomes *et al.*, 2011).

No contexto das atividades epirogenéticas, devido a tectônica convergente e extensões locais no interior, que possivelmente propagou um stress para a margem de placa mais

próxima, a abertura do Sul do Atlântico durante o Mesozoico representa um episódio que desencadeou a reativação de falhas profundas e uma deformação regional (Strugale *et al.*, 2007).

Na análise cinemática registrada é observado dois eventos de deformação, sendo D1 um regime tectônico extensional e D2 transtensional. O evento D1 está relacionado com a intrusão dos enxames de diques eo-cretáceos com a formação de falhas rúpteis normais descontínuas com desenvolvimento de arqueamentos regionais (Vieira, 1973). E D2 neo-cretácea a terciária desenvolveu a formação de bandas de deformações nos arenitos e reativações nas paredes dos diques (Strugale *et al.*, 2007).

As deformações do evento D1, essencialmente extensional, devido a um possível domo térmico evoluiu para uma junção tríplice, da qual o Arco de Ponta Grossa seria o ramo abortado (Riccomini, 1995). Os enxames de diques, no litoral brasileiro, definiram três componentes chamados de Junção Tríplice Paraná (Figura 2.4; Coutinho, 2008). Essa junção seria do tipo R-R-R (rifte-rifte-rifte) com segmentos NE e SW desenvolvidos, e que o Arco de Ponta Grossa compõe o ramo NW abortado inteiramente dominado por magmatismo básico do Eocretáceo (Milani *et al.*, 2000; Franco-Magalhães, 2009).

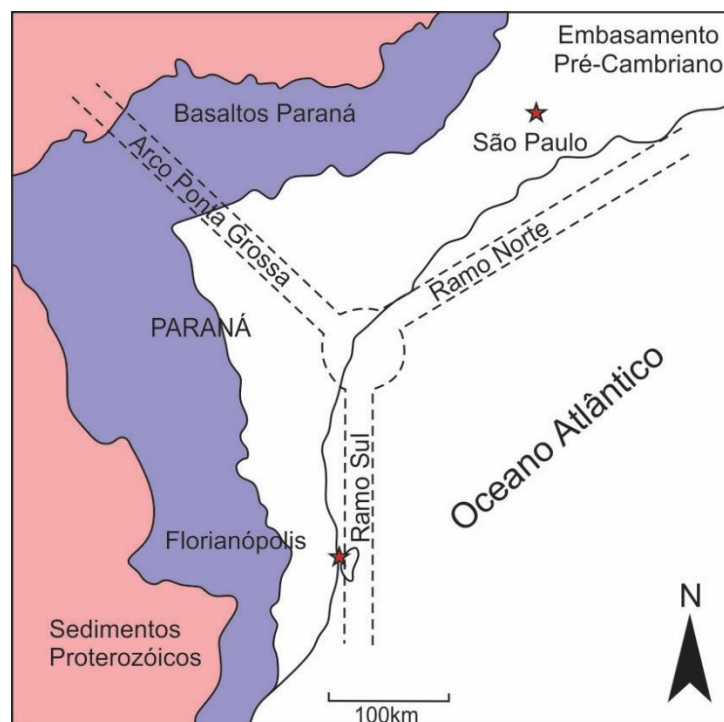


Figura 2.4: O sistema da Junção Tríplice Paraná (Coutinho, 2008)

As intrusões alcalinas, na região do Arco de Ponta Grossa, encontram-se todas fora da área de exposição dos derrames basálticos. Entretanto, nas falhas e fraturas dirigidas para NW a expressão mais notável desse magmatismo é o enxame de diques de diabásio (Al-

meida, 1983). O magmatismo alcalino está posicionado em determinados interceptos de falhas NE cambrianas com fraturas de direção NW recém-formadas, estando relacionado com um sistema tectônico distensivo (Riccomini, 1995; Machado Júnior, 2000).

Devido aos esforços distensivos, resultado do rifteamento do Gondwana, houve a subsidência, gerada como consequência de ajustes isostáticos pós-rifte entre a bacia em afundamento e a área continental em elevação, que criou o espaço de acomodação para a sedimentação, passando a sofrer alívio de carga (Almeida e Carneiro, 1998; Fernandez e Santos, 2017). Os processos erosivos associados aos eventos tectônicos promoveram o recuo progressivo das escarpas do rifte continental (Almeida e Carneiro, 1998)

Fernandes *et al.* (2013) confirmaram que na região do Lineamento Guapiara ocorre afinamento da crosta em decorrência da subida do limite crosta/ manto. A diferença na espessura crustal e litosférica de algumas províncias magmáticas - como Arco Ponta Grossa, Alto Paraíba e Província alcalina de Goiás - pode ser responsável pela variação observada nas suas composições (Marongoni *et al.*, 2013).

Muitas das intrusões alcalinas do Arco Ponta Grossa exibem polarização reversa, ocorrendo em corpos com presença de carbonatito. Essa reversão pode estar associada à idade de consolidação do magma alcalino, formação do carbonatito e remagnetização por fluxo de fluido termal. As anomalias gravimétricas relacionadas a intrusões são, em geral, positivas. Em mapas de anomalias aeromagnéticas, é claro que lineamentos antigos como Azimute 125, Lancinha-Cubatão e Guapiara controlam as intrusões (Marongoni *et al.*, 2013). De acordo com os autores, há uma grande quantidade de dados aeromagnéticas e gravimétricas que trazem informações sobre as diferentes províncias alcalinas. Todavia, estudos de detalhes voltados à geoquímica, geologia e geocronologia são necessários para a elaboração de modelos de evolução e colocação tectônica dos magmas alcalinos na região.

2.4. Geologia dos Complexos Alcalinos

a. *Complexo de Jacupiranga*

O Complexo Ultramáfico-Alcalino de Jacupiranga situa-se a sudeste do Arco Ponta Grossa (Gomes *et al.*, 2011), inserido no Cinturão Ribeira, limitado a leste pela Província da Margem Continental e a oeste pela Bacia do Paraná (Hasui, 2012). Possui uma área aflo-

rante de 65 km² com forma elíptica e eixo maior de elongação no sentido NNW, estando encaixado em rochas da Formação Turvo-Cajati e da Suíte Intrusiva Itapeúna (Gaspar e Willie, 1983; Vasconcelos *et al.*, 1999; Faleiros e Pavan, 2013).

O Complexo de Jacupiranga foi mencionado pela primeira vez em 1877 por Bauer como jazida de minério de ferro (Melcher, 1961; apud Chmyz, 2017). Derby (1891) nomeou os clinopiroxenitos de jacupiranguito, tornando o distrito magmático conhecido (Chmyz, 2017).

As intrusões do Complexo ocorreram no período Cretáceo (Amaral *et al.*, 1967; Roden *et al.*, 1985; Chmyz *et al.*, 2017). Esse período corresponde com basaltos de fundo oceânicos do Paraná e Etendeka (Namíbia) marcando a abertura do Oceano Atlântico, com consequente fragmentação do supercontinente Gondwana (Alves, 2008).

Os melhores análogos de Jacupiranga são representados pelas ocorrências carbonatítica-alcalina de Kovdor (Península de Kola, NW da Rússia), Gardiner (Leste da Groelândia) e Sung Valley (NE da Índia) que são complexos anelares mostrando comparáveis tamanhos e similar paragêneses (Beccaluva *et al.*, 2017).

O Complexo alcalino é constituído, segundo descrições de campo, levantamento geoquímico e processamento aerogeofísico (Faleiros e Pavan, 2013), por: a) clinopiroxenitos, conhecidos na área de jacupiranguito; b) dunitos, associados a carbonatitos; c) carbonatitos; c) rochas alcalinas insaturadas, os chamados ijolitos e melteigitos, o corpo de ijolitos possui forma em meia lua; d) rochas de caráter básico a ácido como gabros e sienitos; e) subvulcânicas alcalinas, como fonolitos, lamprófiros, essexitos e teralitos e; f) metassomáticos tardios (fenitos) (Figura 2.5; Vasconcelos *et al.*, 1999; Faleiros e Pavan, 2013).

No trabalho de Vasconcelos *et al.* (1999) os autores incluem, a partir de processamento de dados aeromagnéticos, que evidenciou um importante dipolo magnético, um corpo satélite adjacente. O corpo é formado por biotita olivina gabro com hornblenda, que foi chamado de intrusão Barro Branco por Vasconcelos *et al.* (1999) e passou a ser chamado de Gabro de Itapuvuçu (Faleiros e Pavan, 2013).

Em trabalho mais recente, Chmyz (2017) trouxe algumas mudanças nos nomes das unidades, separando em cinco unidades. Em seu trabalho, utilizou as recomendações de classificação de rochas ígneas da IUGS, já utilizada por Faleiros e Pavan (2013), sendo dessa forma evitado o termo jacupiranguito, optando-se por termos mais descritivos.

A primeira unidade caracterizada foi a dunítica e weherlitos, que possui o estudo mais dificultado pela intensa ação do intemperismo e pela ausência de afloramentos. O principal constituinte mineral é a olivina, parcialmente alterada para serpentina (Morbidelli *et al.*,

1995, Ruberti *et al.*, 2005), em pequenas quantidades pode ser encontrado espinélio e carbonatos. Outra unidade é a composta por clinopiroxênitos que correspondem a maior parte do complexo de Jacupiranga, sendo formada por magnetita clinopiroxenito, a principal unidade, equivalendo a cerca de 70% (Ruberti *et al.*, 2005), flogopita clinopiroxenito (com ou sem nefelina) e olivina clinopiroxenitos. Com relação as características texturais possuem granulação média a grossa e exibem uma orientação dos cristais de diopsídio (Ruberti *et al.*, 2005; Chmyz, 2017).

A série Ijolítica é representada por rochas com predominância de nefelina e diopsídio, com forte orientação dos cristais (Ruberti *et al.*, 2005). Além de rochas ijolíticas afloram melteigitos subordinados e urtitos descrito por alguns autores (Morbidelli *et al.*, 1995; Ruberti *et al.*, 2005; Beccaluva *et al.*, 2017). Esses corpos ocorrem em topografias mais altas, se destacando em relação ao restante da unidade, atingindo altitudes máximas de 130m. Os melteigitos são compostos principalmente por diopsídio cumulus, com nefelina, biotita e opacos intercumulos, há também inclusões de apatita e perovskita (Chmyz, 2017).

A zona heterogênea (Chmyz, 2017) é constituída de uma maior variedade litológica. Nessa unidade encontram-se rochas com feldspato (dioríticas, monzoníticas e sieníticas) fonolitos e lamprófiros. As rochas dioríticas foram classificadas como dioritos e meladioritos (Chmyz, 2017), em que as fases cúmulos são plagioclásios e diopsídio, rara olivina. Fases intercumulos são: biotita, magnetita, apatita e rara titanita. As rochas monzoníticas apresentam duas variações descritas: olivina monzonito, constituído por diopsídio, andesina, feldspato potássico, biotita, olivina, magnetita e apatita, e um monzonito. Apatita e zircão aparecem como acessórios (Chmyz, 2017). As rochas sieníticas são classificadas como álcali-feldspato sienito e melassienito (matriz predominantemente máfica com biotita, diopsídio, opacos e titanita) (Ruberti *et al.*, 2005; Chmyz, 2017). A principal característica do álcali-feldspato sienitos é a presença de agregados de minerais máficos em meio a cristais de feldspato alcalino. Esses agregados são formados por diopsídio, magnésio-hastingsita, titanita, opacos e ocasionalmente biotita (Chmyz, 2017).

Os fonolitos localizam-se ao lado dos blocos de olivina monzonito. São constituídos por fenocristais de feldspato alcalino, e microfenocristais de anfibólio em meio a uma matriz formada por nefelina, anfibólio, titanita e minerais opacos. Os lamprófiros ocorrem como diques ou pequenas intrusões, são fortemente porfiríticas e pode ocorrer a presença de vidro vulcânico em sua composição, composto por olivina, diopsídido predominantemente (Chmyz, 2017).

Os carbonatitos, além da presença dos carbonatos, são compostos por apatita, magnetita, forsterita, serpentina, clinohumita, flogopita, pirrotita, galena, ilmenita, espinélio, pirocloro, badeleíta, barita e perovskita (Melcher, 1961). O corpo carbonatítico exhibe forma elipsoide, alongada segundo NNW, situada no centro da unidade de magnetita-clinopiroxenito e melteigito (Alva-Valdivia *et al.*, 2009; Faleiros e Pavan, 2013). Apresentam forte bandamento ígneo, expresso pela variação nos teores de carbonatos e não carbonatos como: apatita, flogopita, magnetita e sulfetos, e a presença de xenólitos de clinopiroxenitos é bastante comum (Faleiros e Pavan *et al.*, 2013).

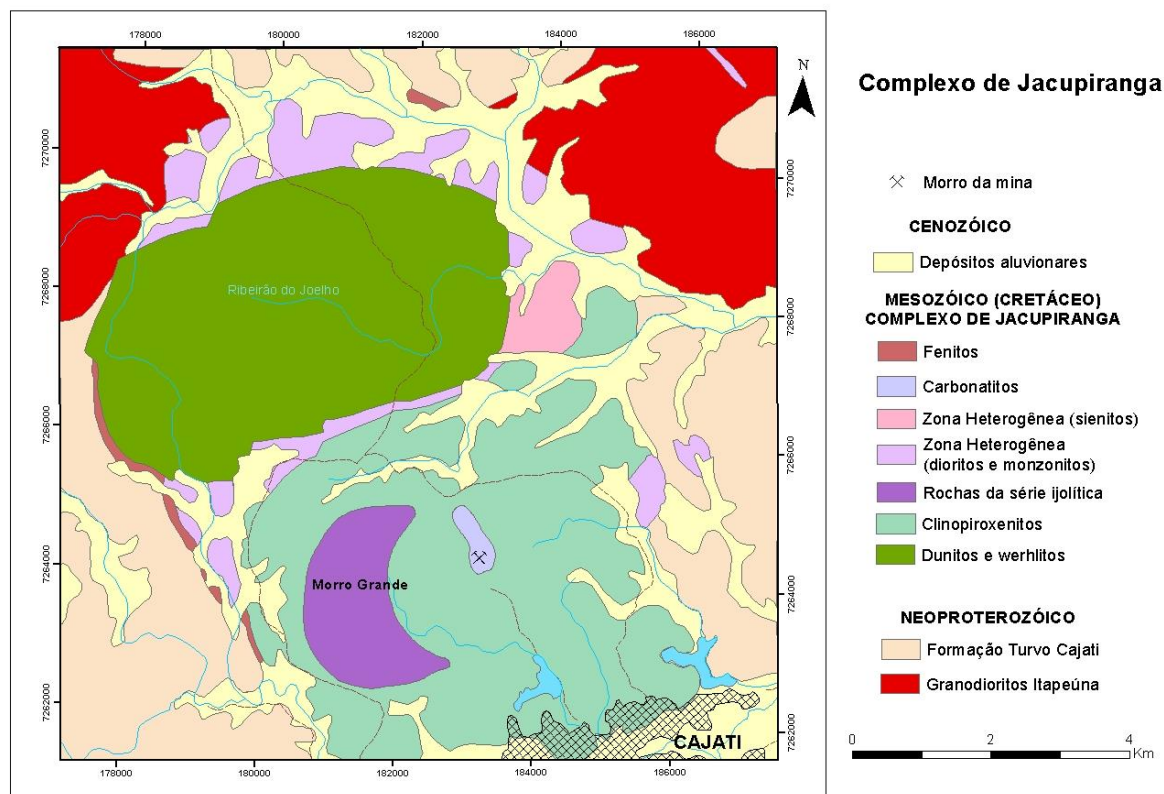


Figura 2.5: Mapa geológico do Complexo de Jacupiranga (Faleiros e Pavan, 2013)

O complexo pode ser dividido em duas principais intrusões (Beccaluva *et al.*, 2017). A primeira situada na parte NW do complexo com rochas duníticas, bordejadas por gabro-sienito. A segunda intrusão situa-se na parte SE, consistindo principalmente de corpos de clinopiroxenitos (jacupiranguito), esses são intrudidos por urtitos-ijolito-melteigitos, constituindo uma faixa alongada, cobrindo a borda da porção noroeste do corpo de jacupiranguito. O final do magmatismo é representado pelo carbonatito o qual aflora como um corpo alongado no centro do jacupiranguito (Faleiros e Pavan, 2013; Beccaluva *et al.*, 2017).

O corpo carbonatítico, por sua vez, foi dividido em cinco pulsos magmático (Gaspar e Wyllie, 1983) sendo denominadas, do mais antigo para o mais novo, de C1, C2, C3, C4

e C5 (Figura 2.6). As intrusões C1, C2 e C3 localizam-se na porção sul, enquanto os corpos C4 e C5, na porção norte. Tal classificação utilizou evidências de campo, baseado em mapeamento de detalhe, dados petrográficos e química mineral. As características petrográficas que diferenciam as intrusões são: composicionais, de acordo com a porcentagem de calcita, dolomita e não-silicatos; texturais, variação na granulação e estruturais e segundo a ausência ou presença de bandamentos.

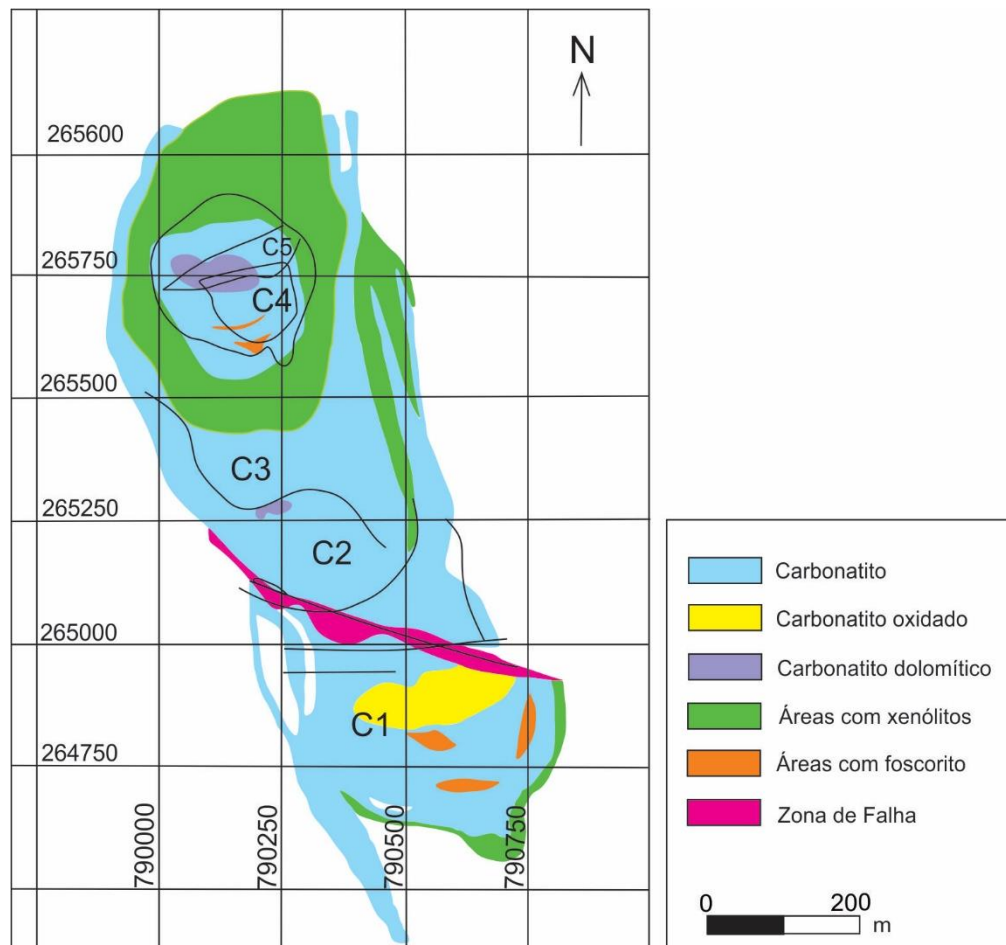


Figura 2.6: Mapa geológico das cinco intrusões carbonatíticas do Complexo de Jacupiranga e suas respectivas características. (Modificado Gaspar e Wyllie, 1983 e Chmyz, 2017)

b. Cananéia

As Alcalinas de Cananéia localizam-se na faixa costeira sul do Estado de São Paulo, pertencente à planície costeira Cananéia-Iguape (Souza *et al.*, 1996). As principais ocorrências dos corpos alcalinos são: Morro de São João na porção meridional da Ilha de Cananéia com uma área de aproximadamente 1,8 km² e Morrete, na adjacente Ilha Comprida

com 0,4 km² (Figura 2.7). Rochas de natureza sienítica afloram como matacões (Spinelli, 2003; Spinelli, 2007; Ruberti *et al.*, 2005; Spinelli e Gomes, 2009). Foram colocadas sobre rochas metamórficas Pré-cambriana relacionada com o Grupo Açungui, coberto parcialmente por sedimentos Pleistoceno (Souza *et al.*, 1996).

O Morro de São João possui uma altitude de aproximadamente 137m, correspondendo um stock de forma subcircular, com eixo maior com orientação NE (Riccomini, 1995; Spinelli, 2003; Spinelli, 2007). A intrusão é constituída predominantemente por rochas faneríticas de natureza sienítica (Spinelli, 2007). Morrete, na Ilha Comprida, apresenta uma forma elíptica com eixo maior com orientação NW e cota máxima de 47m e, assim como o Morro de São João, representa um stock. Os afloramentos de Morrete encontram-se muito alterados, os morros são cobertos pela vegetação tornando difícil o acesso. As variedades de tipos intrusivos são similares ao corpo alcalino de Cananéia (Spinelli, 2003; Spinelli, 2007).

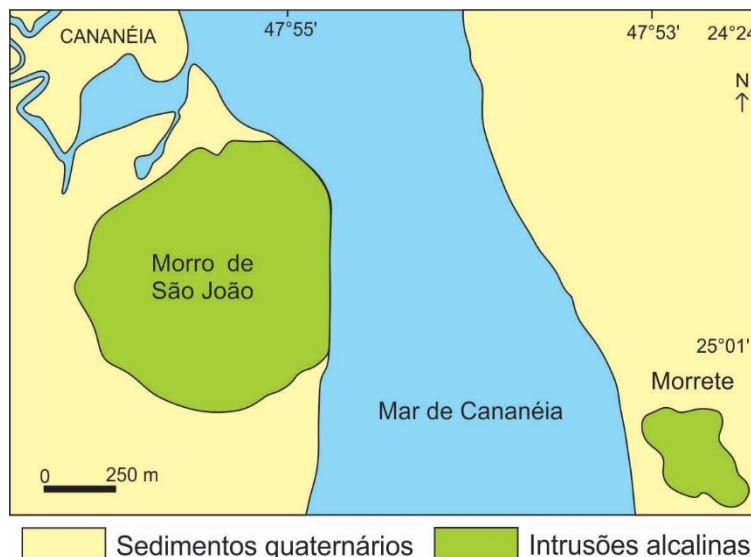


Figura 2.7: Mapa geológico esquemático da ocorrência alcalina de Cananéia (Spinelli e Gomes, 2009)

Os corpos alcalinos têm a possibilidade de serem um corpo maior, agora seccionado pelo canal chamado de “Mar de Cananéia” (Spinelli, 2007). A partir de dados de perfilação geofísica obtidos por Suguio *et al.* (1987) sugere-se a existência da “Laje do Argolão”, uma superfície rochosa que interliga o Morro de São João (Ilha de Cananéia) com o do Morrete (Ilha Comprida).

As intrusões alcalinas ocorreram no período Cretáceo superior (Ulbrich e Gomes, 1981), a partir de estudos isotópicos com Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar obteve-se idade em média de 84 Ma para os sienitos (Amaral *et al.*, 1967; Spinelli *et al.*, 2007; Spinelli e Gomes, 2008).

O maciço é constituído basicamente por rochas sieníticas de granulação média a grossa, englobando em dois grupos principais: álcali feldspato sienitos e quartzo-álcali fel-

feldspato sienitos (Riccomini, 1995; Spinelli e Gomes, 2009). Com representatividade menor, estão também presentes variedades de granulação mais fina, podendo ser afaníticas, como: quartzo-álcali feldspato sienitos porfiríticos de matriz fina, microssienitos com textura em mosaico e microssienitos porfiríticos com textura traquítica (Spinelli, 2007; Spinelli e Gomes, 2009).

De acordo com o trabalho de Riccomini (1995), o padrão de fraturamentos do Maciço Alcalino de Cananéia registra duas fases de deformação. Uma no Cretáceo Superior, durante os estágios finais de colocação do maciço respondendo a esforços trativos, de direção NE-SW. E a segunda fase, provavelmente no Paleógeno (Eoceno), na qual ocorre uma alteração para regime transcorrente sinistral, com compressão NESW e extensão NW-SE, provavelmente relacionado com a formação do Rift Continental do Sudeste do Brasil.

c. Pariquera Açu

A intrusão alcalina localiza-se em Pariquera Mirim, sudeste de São Paulo, à 10km a leste da cidade de Pariquera-Açu (Machado Jr., 2000). Está a Sul do Lineamento Guapiara, com uma área de aproximadamente 6 km² (Ruberti *et al.*, 1995; Morbidelli *et al.*, 2000). O corpo alcalino encontra-se encaixado na Unidade de filito da Formação Turvo-Cajati e é parcialmente coberto por sedimentos da Formação Pariquera Açu e material aluvionar (Morbidelli *et al.*, 2000; Brumatti *et al.*, 2015).

O maciço alcalino apresenta uma forma alongada segundo a direção NW (Morbidelli *et al.*, 2000) e um padrão magnético característico, com linhas de campo magnético convergentes, que se distingue daquele padrão linear NW do Alinhamento de Guapiara. A anomalia registrada para Pariquera Açu se assemelha a que ocorre próximo a Registro, sobretudo no que diz respeito ao tamanho e intensidade magnética (Machado Jr., 2000). Em relação gravimetria, o corpo alcalino mostra-se homogêneo e com profundidade aproximadamente de 9 km (Rugenski *et al.*, 2001).

A partir da integração entre dados de eletrorresistividade, polarização induzida (IP) e gamaespectrométrico, foi possível a localização de um corpo distinto, com mineralogia diferenciada se comparada à alcalina de Pariquera-Açu. Os resultados gamaespectrométrico indicaram medidas na cobertura sedimentar que são anômalas para sedimentos, pseudo-seções dipolo-dipolo de eletroresistividade apresentaram alta resistividade e cargabilidade. Essas três

informações quando somadas sugeriram a presença de uma possível rocha carbonatítica no local (Loureiro *et al.*, 2011).

A geologia que compõe o corpo alcalino de Pariquera caracteriza três tipos principais de rochas: shonkinitos, malignitos e piroxenitos (Figura 2.8). No entanto, há ainda uma importante presença de nefelina sienitos e diques de diabásio alcalino e gabros (Coutinho *et al.*, 2004; Brumatti *et al.*, 2015).

Os termos malignito e shonkinito correspondem a uma variedade de sienitos feldspatóides in QAPF (principalmente nefelina sienito). Essas rochas diferem em sua composição, em que o malignito corresponde a uma rocha mesocrático e o shonkinito melanocrático (Le Maitre, 2002; Coutinho *et al.*, 2004).

Os shonkinitos e malignitos compreendem quantidades variáveis de clinopiroxênio, olivina, biotita titanífera, apatita e eventualmente anfibólio alcalino, ocorrendo em meio a feldspatos alcalinos ricos em Na e nefelina tipicamente intersticial (Machado Jr, 2000; Brumatti *et al.*, 2015). Exibem granulação média a grossa e textura inequigranular. A estrutura é predominantemente maciça, no entanto, é possível observar em alguns afloramentos, orientação de fluxo magmático, definida por cristais de clinopiroxênio (Coutinho *et al.*, 2004; Brumatti *et al.*, 2015).

Os piroxenitos são compostos principalmente por clinopiroxênios, biotita, titanífera, olivina eventual e apatita, além de exibirem textura cumulática (Machado Jr., 2000; Coutinho *et al.*, 2004). Os diques alcalinos de diabásio possuem espessura centimétrica a decimétrica, ocorrendo de forma localizada e, por vezes, contêm xenocristais e xenólitos do sienitos (Brumatti *et al.*, 2015). Sua assembleia mineral é composta por labradorita, clinopiroxenito, feldspato alcalino e magnetita dentrítica e exibem textura inequigranular (Coutinho *et al.*, 2004).

A leste do corpo alcalino, brecha de contato foi registrada (Coutinho *et al.*, 2004), ocorrendo como blocos e matacões compostos por rocha intemperizada. Essas estão relacionadas a filitos quartzosos ou milonitos encaixantes (Machado Jr., 2000) com estrutura brechada e matriz com granulação fina, cortada por vênulas com concentração de minerais máficos (Brumatti *et al.*, 2015). A brecha é interpretada como resultando de fricção entre a intrusão alcalina e a rocha encaixante (Coutinho *et al.*, 2004).

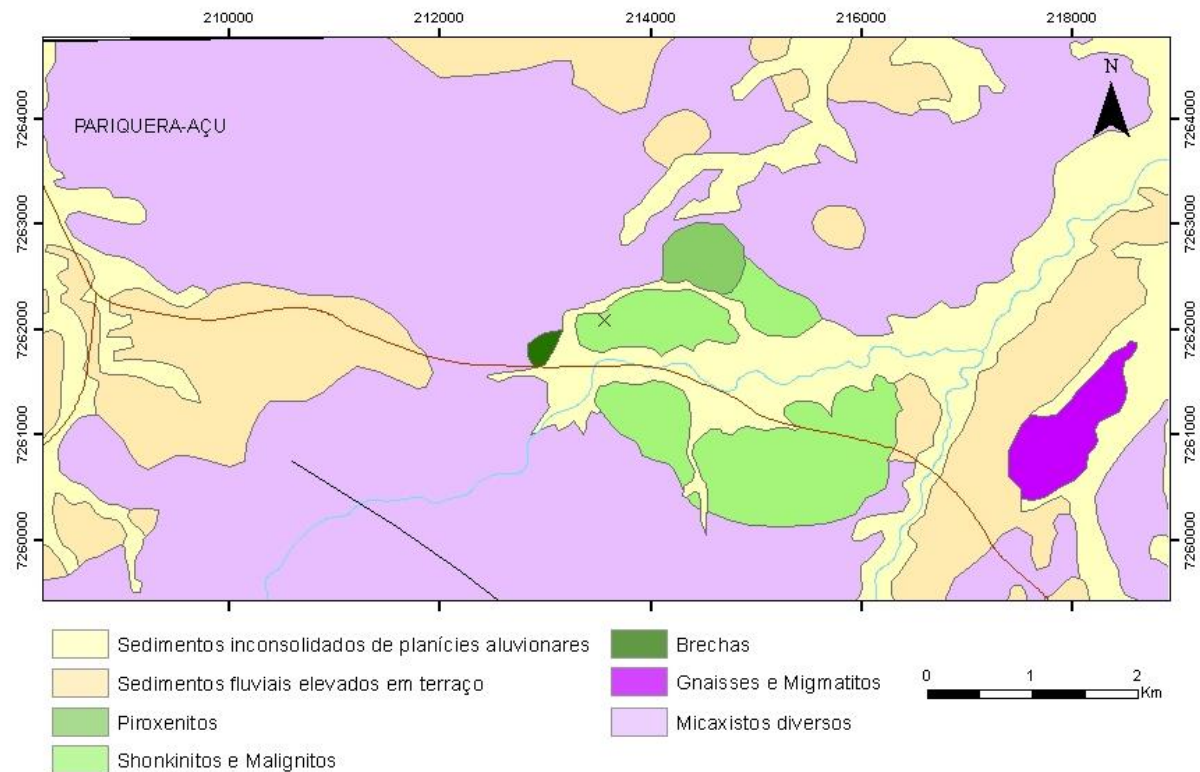


Figura 2.8: Mapa geológico do Complexo Alcalino de Pariquera-Açu (Machado Jr., 2000)

d. Juquiá

O Complexo Alcalino de Juquiá localiza-se na porção sudoeste do estado de São Paulo, no município de Registro (Alcover Neto, 1991). É o único, do presente estudo, situado a norte do Lineamento Guapiara e encontra-se a sul da Zona de cisalhamento Lancinha. Exibe uma área aflorante de cerca de 14 km² e formato irregular, com dimensões de 5,4 km na direção E-W e eixo menor de 4-4,5 km na direção N-S. (Born, 1971; Ruberti *et al.*, 2005; Azzone *et al.*, 2013; Brumatti *et al.*, 2015). É intrusiva em gnaisses da unidade de gnaiss bandedo do Complexo Atuba, de idade paleoproterozoica (Brumatti *et al.*, 2015).

Os afloramentos encontrados nesse complexo são escassos, estando cobertos por um manto intempérico (Born, 1971; Brumatti *et al.*, 2015). Fatores que contribuíram para a identificação das diferentes litologias, além do mapeamento de campo, foram principalmente minerais residuais e coloração do solo. Outro fator que auxiliou na delimitação dos tipos de rocha foi a perfilagem magnométrica e cintilométrica (Born, 1971).

São definidos para a área diversos tipos de rochas como: olivina piroxenitos, olivina gabro alcalino, sienitos, ijolitos-melteigitos-urtitos e carbonatitos, além de diques de basanita e fonolito e uma auréola de fenitização na rocha encaixante (Figura 2.9) (Born, 1971; Beccaluva *et al.*, 1992; Brumatti *et al.*, 2015).

As rochas piroxeníticas ocupam maior parte do complexo alcalino, compreendendo a porção externa, sendo, por sua vez, circundado apenas pelos fenitos, que correspondem a zona de transição para os gnaisses encaixantes. Os minerais que estão presentes são: clinopiroxênios, olivina, biotita, feldspatos e opacos, podendo ocorrer nefelina subordinada. Como acessório ocorre apatita, quase sempre presente, e perovikita (Born, 1971; Ferrari, 2000). Os clinopiroxenitos apresentam ainda lentes subordinadas de olivina gabbros alcalinos (Azzone *et al.*, 2013), contendo augita, plagioclásio, apatita, minerais opacos, flogopita e epidoto, a apatita é o principal mineral acessório (Brumatti *et al.*, 2015).

Os ijolitos são compostos principalmente por piroxênios (fase cúmulos) e feldspatóides, essencialmente nefelina, que constitui a fase intercúmulos (Brumatti *et al.*, 2015). Podem conter também biotita, aparecendo em quantidades elevadas ocasionalmente. Titanita, opacos, carbonatos e apatita, constituem os acessórios mais comuns. Sua distribuição é desconhecida, pois limita-se a alguns matacões. As rochas desse tipo afloram na área central na base do Morro do Serrote (Born, 1971; Azzone *et al.*, 2013).

Os sienitos possuem duas ocorrências: uma pequena, isolada no chamado Morro Casa de Pedra, circundado por gnaisses e quartzitos; e o outro corpo na porção sudoeste, que é circundado por rochas ultrabásica, ocorrendo em um conjunto de morretes arredondados e circundado por brejos (Born, 1971). Os Sienitos do Morro da Casa de Pedra são constituídos principalmente por feldspatos potássicos e quantidades variadas de biotita, piroxênio e feldspatóides, sendo os acessórios mais importantes: titanita, apatita opacos e carbonatos, além de zircão em algumas variedades. Os Sienitos circundados por rochas ultrabásicas são compostos por feldspatos, feldspatóides e piroxênio, além de biotita, entre os acessórios estão titanita, opacos e apatita. São mesocráticos, sem estruturas características, frequentemente cortados por diques mais escuros e granulação variando entre média a grossa (Born, 1971).

Os carbonatitos estão circundados pelas rochas ijolíticas e são encontrados na área central da intrusão no chamado Morro do Serrote (Azzone *et al.*, 2013). Sua composição mineralógica é predominantemente composta por dolomita, calcita e, subordinadamente, ankerita. Ocorrem dois tipos: um deles possui granulação grossa e textura equigranular, enquanto que o outro granulação fina e composição mais magnesiânica. Na borda do corpo possui apatita

concentrada na forma de bolsões policristalinos, sendo a barita é mais abundante no centro do corpo (Brumatti *et al.*, 2015).

Em relação ao carbonatito de Juquiá ocorreu um processo de alteração intempé-rica que resultou na formação de um depósito supergênico, o qual concentra apatita primária, secundária e fosfatos de alumínio em menor quantidade (Alcover Neto, 1991). O perfil é atualmente lavrado pela Socal S/A, porém existem ainda autorizações de pesquisa para fosfato no restante do corpo (Brumatti *et al.*, 2015). A mina de fosfato está localizada na borda do carbonatito e trata-se da extração de apatita em isalterita - rocha alterada com manutenção do volume original (Alcover Neto, 1991).

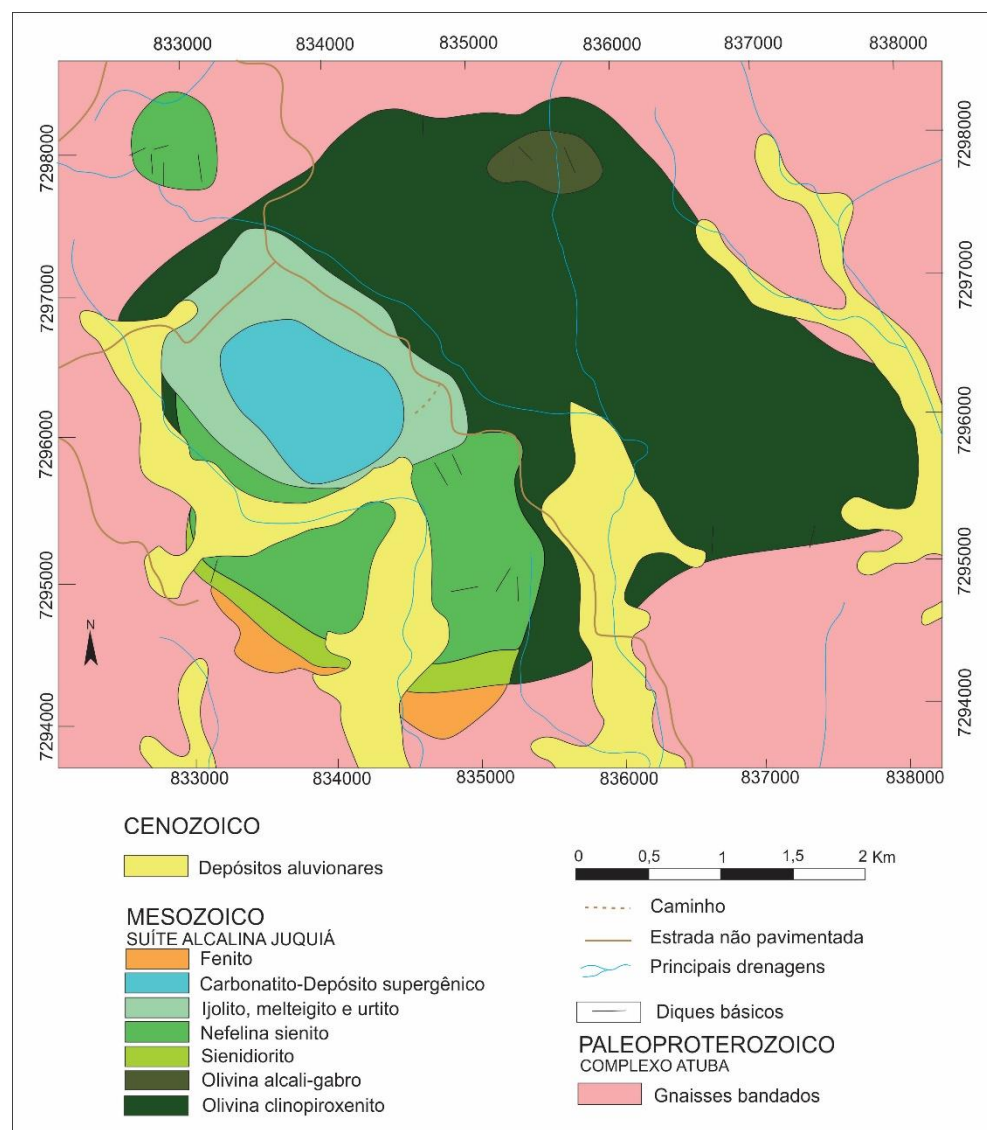


Figura 2.9: Mapa geológico da suíte alcalina de Juquiá (Brumatti *et al.*, 2015)

2.5. Geoquímica

Na última década, questões sobre a origem do magmatismo alcalino da Plataforma Sul-Americana têm sido discutidas (Beccaluva et al., 1992; Gibson et al., 1995, 1997; Thompson et al., 1998; Alberti et al., 1999; Fodor e Hanan, 2000; Comin-Chiaramont e Gomes, 2005; Riccomini et al., 2005), tendo como foco dois principais assuntos: a) a natureza da fonte mantélica e b) a definição da fonte de calor responsável pelo processo de fusão magmática e formação dessas rochas (Spinelli, 2007). As principais discussões estão relacionadas com a abertura do Oceano Atlântico, sendo essa provavelmente resultado inicialmente da Pluma Tristan da Cunha, o qual seria responsável pela formação da grande província Ígnea Paraná Etendeka (Granot e Dymment, 2015).

De modo geral, as alcalinas do Cretáceo Inferior estão quimicamente relacionadas ao magmatismo potássico, caracterizado principalmente por rochas sieníticas e vulcânicas equivalentes (traquifonolitos-fonolitos). As alcalinas do Cretáceo Superior, da porção centro-oeste do Brasil, são caracterizadas por uma associação ultrapotássica de kamafugitos e kimberlitos. Assembleias menos evoluídas, como gabros-basaltos, e cumulática, como clinopiroxenitos, dunitos, ocorrem comumente em ambas as ocorrências do Cretácio Inferior a Superior (Junqueira-Brod *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2011, 2018).

Variação de elementos maiores e traços, bem como sistemas isotópicos Sr-Nd para as alcalinas da Província Arco Ponta Grossa (alcalino-carbonatito), suportam a visão de que o manto litosférico desempenhou um papel importante na sua gênese. Dados isotópicos de Sr e Nd indicam que o sistema carbonatítico foi dominado por componentes do manto sem mensurável contaminação crustal (Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2018). Para o cálculo do balanço de massa, os autores concluíram que a composição da fusão “primária” do Arco Ponta Grossa (APG), para alcalinas associadas ao lineamento de Guapiara, indica uma maior diversidade composicional, sendo inferidas três possíveis afinidades para os seus magmas geradores: basanítica (Juquiá), teralítica (Pariquera Açu) e ankaratrítica (Jacupiranga).

De modo geral, as rochas alcalinas da Província Arco Ponta Grossa (APG) são cumuláticas, ultrabásicas a básicas (SiO_2 , 35 – 46% wt%) e raramente intermediárias. As rochas do Cretáceo Superior do Lineamento Guapiara (Cananéia) representam variantes mais evoluídas ($\text{SiO}_2 > 59$ wt%) sendo representadas por sienitos e nefelina sienitos, já as mais primitivas correspondentes a theralitos, álcali-gabros e essexitos (Pariquera, Jacupiranga, Juquiá, Tunas) são insaturados e apresentam uma grande variação em Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e CaO .

(Ruberti *et al.*, 2005). A evolução dos magmas carbonatíticos resulta em rochas de ampla variação na sua composição química, representando diferentes estágios de intrusão como, por exemplo, Barra do Itapirapuã, Jacupiranga e Juquiá (Gomes *et al.*, 2018).

As rochas cumuláticas de Ipanema, Jacupiranga, Juquiá e Pariquera-Açu geralmente mostram uma análoga distribuição (Ruberti *et al.*, 2005). Os elementos incompatíveis mostram grande dispersão observado tanto nas alcalinas do Lineamento Guapiara como no Lineamento São Jerônimo Curiúva (Gomes *et al.*, 2011). No geral, análises comparativas da quantidade de elementos de diferentes graus de incompatibilidade indicam que, pelo menos, as rochas mais evoluídas mostram padrões conforme a curva de fusão parcial, enquanto outros tipos podem ajustar em trends de cristalização fracionada (Ruberti *et al.*, 2005).

Elementos como Ni e Cr concentram-se principalmente nas rochas cumuláticas como os diques e intrusões máficas a ultramáficas (Ruberti *et al.*, 2005). Os melteigitos de Jacupiranga apresentam forte anomalia negativa de Nb, e picos positivos de Rb, K e P são observados nas litologias de Ipanema. Rochas mais evoluídas, sienitos e fonolitos peralcalinos mostram padrões com grande variação de elementos incompatíveis e são altamente enriquecidos em relação ao manto primordial. Os sienitos de Cananéia são distintos apresentando anomalias negativas de P e Ti, também observada em rochas sieníticas de Juquiá e Tunas, e positivas de Zr e Y-Yb. Tais anomalias, em adição com negativas de Sr e Ba são tipicamente observadas nas rochas alcalinas da Província Serra do Mar (Enrich *et al.*, 2005; Ruberti *et al.*, 2005; Spinelli, 2007; Gomes *et al.*, 2011, 2018). Picos positivos de Ba estão presentes em rochas de Jacupiranga, Tunas e também em Cananéia (no caso de séries de alto Ba) (Morbidelli *et al.*, 1995).

Em geral, para os carbonatitos observa-se uma abundância em praticamente todos os elementos traços incompatíveis. São caracterizados pela presença de anomalias negativas de Rb, K, P, Hf-Zr e Ti e picos positivos de Ba, Th-U e La-Ce. As rochas mais jovens também apresentam um mesmo comportamento para os elementos incompatíveis, com exceção da tendência ao maior enriquecimento para todos os elementos (Gomes *et al.*, 2018).

A origem das rochas carbonáticas pode ocorrer por diferentes processos, sendo eles: por fusão parcial direta de fontes mantélicas carbonáticas, por imiscibilidade de líquidos ou por processo extremo de cristalização fracionada. (Beccaluva *et al.*, 2017). Segundo os autores, a partir de análises de química mineral foi possível para Jacupiranga determinar dois pulsos magmáticos com diferentes quantidades de sílica, os quais deram origem às associações (Figura 2.10) gabro-sienítica, (primeira intrusão) e clinopiroxenítica-ijolítica (segunda intrusão).

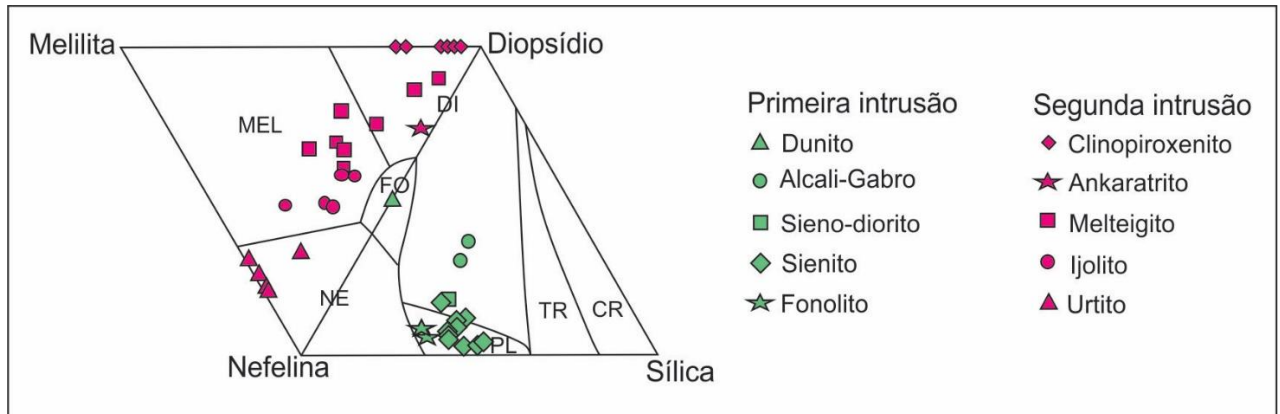


Figura 2.10: Sistema Diopsídio-nefeline-melilita-sílica. Composição normativa das duas intrusões de Jacupiranga, sendo as rochas da segunda intrusão extremamente insaturada em sílica (Beccaluva *et al.*, 2017)

A distribuição dos elementos terras raras para o caso dos complexos Alcalinos da Província Arco Ponta Grossa são discutidas em diversos papers e teses (Morbideilli *et al.*, 2000; Rubeti *et al.*, 2005; Spinelli 2005, 2007; Gomes *et al.*, 2011, 2018; Azzone *et al.*, 2013; Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2017). As alcalinas apresentam comumente padrões com alta quantidade de elementos terras raras e variável fracionamento entre terras raras leves e pesados. Em Jacupiranga é observado um empobrecimento de La para Lu e ocorre também para calciocarbonatitos de Anitápolis, Barra do Itapirapuã (calciocarbonatito), Ipanema e Juquiá (magnésio e calciocarbonatitos). Para o caso de Cananéia apresenta-se uma anomalia negativa de Eu, que pode ser associada a cristalização de feldspatos.

2.6. Geocronologia

Os dados K/Ar, Ar/Ar, Rb/Sr, Pb/Pb e U/Pb para as ocorrências das rochas alcalinas associadas ao lineamento Guapiara estão presentes na tabela 2.1. Tais dados mostram dois grupos geocronológicos principais: a) de idade variando do Triássico superior ao Cretáceo inferior, composto pelas rochas dos complexos alcalinos de Jacupiranga, Pariquera-Açu e Juquiá e b) de idade pertencente ao Cretáceo Superior correspondendo ao Complexo Alcalino de Cananéia.

Observa-se que para os corpos alcalinos Jacupiranga, Juquiá e Pariquera-Açu apresentam uma ampla dispersão de idades. Com idades que variam desde 207 ± 7 Ma a 66 ± 3 Ma, caso de Jacupiranga, sendo ambas as idades realizadas pelo mesmo método de datação (K/Ar) em piroxênio. Esse fato mostra uma grande imprecisão do método utilizado.

A utilização de rocha total para análises geocronológicas é menos precisa que a análise em mineral (Olson e Krogh, 2019), isso porque, quando os minerais são analisados é possível observar suas imperfeições, alterações e inclusões, evitando-as, ou até mesmo excluindo estas anomalias do cálculo da idade.

Observa-se na tabela algumas idades que utilizaram de rocha total. Para o caso do complexo alcalino de Paríquera-Açu nota-se uma grande discrepância entre as idades, que variam de 89 a 203 Ma. Já para Juquiá, para o mesmo tipo de rocha temos uma variação de 55 Ma e um erro associado muito maior comparado com análise em mineral.

Em alguns casos a falta do erro associado, somado à falta de exposição de gráficos de concórdia ou isócronas, traz dúvidas em relação as idades obtidas, caso das idades encontradas por Amaral *et al.* (1967), que utilizou do método K/Ar em minerais, como: biotita, flogopita, feldspato alcalino e em rocha total. Sonoki e Garda (1988) recalcularam essas idades conferindo-lhes um erro.

Tabela 2.1: Reunião dos dados geocronológicos encontrados na literatura para as Alcali-nas da Província Arco Ponta Grossa associadas ao Lineamento Guapiara

Local	Rocha	Idade (Ma)	Método	Referência
Jacupiranga (SP)	Carbonatitos	131 ± 3 Ma	isócrona Rb/Sr	Roden et al., 1985
	Monzonitos	135 ± 1 Ma	U-Pb em zircão	Chmyz, 2017
	Nefelina clinopiroxenito	132 ± 1 Ma	Ar/Ar	Chmyz, 2017
	Meladiorito	132 ± 1 Ma	Ar/Ar	Chmyz, 2017
	Monzonito	134 ± 1 Ma	Ar/Ar	Chmyz, 2017
	Lamprofiro	132 ± 1 Ma	Ar/Ar	Chmyz, 2017
	Apatita-calcita carbonatito	132 ± 1 Ma	Ar/Ar	Chmyz, 2017
	carbonatito	134 Ma	K/Ar em flogopita	Amaral et al., 1967
	Jacupiranguito	132 Ma	K/Ar em rocha total	Amaral et al., 1967
	Nefelina-sienito	130 Ma	K/Ar em biotita	Amaral et al., 1967
	Nefelina-sienito	147 Ma	K/Ar em felds. Alcalino	Amaral et al., 1967
	Carbonatito	136 ± 6 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	131 ± 2 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	131 ± 3 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	132 ± 5 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	131 ± 5 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	140 ± 6 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	148 ± 4 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	181 ± 7 Ma	K/Ar em Olivina	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	66 ± 3 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	207 ± 17Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Essexito	130 ± 5 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Essexito	155 ± 5 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Essexito	147 ± 9 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Essexito	137 ± 8 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Essexito	131 ± 5 Ma	K/Ar em conc. Felsico	Sonoki e Garda (1988)
	Essexito	151 ± 7 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Malignito	130 ± 5 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Malignito	200 ± 5 Ma	K/Ar em felds. Alcalino	Sonoki e Garda (1988)
	Malignito	130 ± 4 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Melteigito	138 ± 7 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Melteigito	137 ± 3 Ma	K/Ar em nefelina	Sonoki e Garda (1988)
	Melteigito	148 ± 6 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina-sienito	128 ± 3 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina-sienito	134 ± 5 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina-sienito	131 ± 5 Ma	K/Ar em conc. Felsico	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina-sienito	134 ± 4 Ma	K/Ar em felds. Potássico	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina-sienito	188 ± 16 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina-sienito	223 ± 7 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina-sienito	229 ± 6 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Sienodiorito	165 ± 5 Ma	K/Ar matriz	Sonoki e Garda (1988)
	Sienodiorito	154 ± 6 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Fenito	152 ± 10 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Fenito	134 ± 6 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Fenito	184 ± 11Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Fenito	273 ± 21 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Fenito	129 ± 5 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Fenito	47 ± 2 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Sienodiorito	139 ± 5 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Sienodiorito	150 ± 6 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Sienodiorito	134 ± 8 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Sienodiorito	133 ± 8 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Jacupiranguito	136 ± 7 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Jacupiranguito	192 ± 15 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Carbonatito	137 ± 5 Ma	K/Ar em flogopita	Sonoki e Garda (1988)
	Piroxênio	140 ± 7 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)

Local	Rocha	Idade (Ma)	Método	Referência
Cananéia (SP)	Nordmarkito (quartzo-sienitos)	84,4	K/Ar em felds. Alcalino	Amaral et al. (1967)
	Nordmarkito (quartzo-sienitos)	82,3	K/Ar em barkeviquita	Amaral et al. (1967)
	Nordmarkito (quartzo-sienitos)	80,7	K/Ar em biotita	Amaral et al. (1967)
	Nordmarkito (quartzo-sienitos)	86,6	K/Ar em felds. Alcalino	Sonoki e Garda, (1988)
	Nordmarkito (quartzo-sienitos)	84,2	K/Ar em barkeviquita	Sonoki e Garda, (1988)
	Nordmarkito (quartzo-sienitos)	82,7	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda, (1988)
	Sienito	84,1 ± 7,5	isócrona Rb/Sr*	Spinelli (2007)
	Sienito	83,5 ± 2,2	isócrona Rb/Sr em rocha total	Spinelli (2007)
	Sienito	85,6 ± 2,7	isócrona Rb/Sr em rocha total	Spinelli e Gomes (2008)
	Álcali feldspato sienito	82,9 ± 0,2	Ar/Ar em biotita	Spinelli e Gomes (2008)
	Álcali feldspato sienito	83,2 ± 0,4	Ar/Ar em biotita	Spinelli e Gomes (2008)
	Quartzo-álcali felds. Sienito	84,3 ± 0,5	Ar/Ar em biotita	Spinelli e Gomes (2008)
	Quartzo-álcali felds. Sienito	83,6 ± 0,9	Ar/Ar em biotita	Spinelli e Gomes (2008)
Pariquera-Açu (SP)	**	200 ± 3	K/Ar em rocha total	Morbidelli (2000)
	Piroxênio	92 ± 3	K/Ar em rocha total	Morbidelli (2000)
	Shonkinito	142 ± 7 Ma	isócrona Rb/Sr	Machado Jr. 2000
Juquiá (SP)	Sienito	133 ± 4 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Sienito	163 ± 5 Ma	K/Ar em feldspato	Sonoki e Garda (1988)
	Sienito	132 ± 2 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Ijolito	186 ± 12 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Ijolito	151 ± 8 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Ijolito	134 ± 2 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Ijolito	151 ± 8 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Ijolito	221 ± 3 Ma	K/Ar em nefelina	Sonoki e Garda (1988)
	Ijolito	169 ± 4 Ma	K/Ar em piroxênio	Sonoki e Garda (1988)
	Piroxênio	208 ± 2 Ma	K/Ar em rocha total	Sonoki e Garda (1988)
	Piroxênio	133 ± 2 Ma	K/Ar em biotita	Sonoki e Garda (1988)
	Nefelina sienito	141 Ma	K/Ar em rocha total	Amaral et al., 1967
	Sienito	127 Ma	K/Ar em biotita	Amaral et al., 1967
	Sienito	159 Ma	K/Ar em feldspato	Amaral et al., 1967

Legenda: * isócrona em minerais: biotita, anfibólio e clinopiroxênio; ** sem informação

CAPÍTULO 3

Neste capítulo é descrita a metodologia utilizada com principal foco na separação mineral da badeleíta. Faz-se uma pequena abordagem no tocante à importância do emprego do método U-Pb em geocronologia e principalmente do uso da badeleíta e algumas diferenças quando comparada ao zircão, importante mineral geocronômetro.

3. Materiais e Métodos

a. Etapas de campo e amostragem

O trabalho de campo seguiu o procedimento habitual, com a descrição dos litotipos aflorantes e coleta de amostras. Durante o trabalho de campo, utilizou-se mapas topográficos e geológicos regionais na escala 1:50.000 e 1:750.000 respectivamente. Foram usados mapas de detalhe que permitiram a localização dos corpos alcalinos e suas diferenças composicionais. As amostras foram identificadas de acordo com sua localidade - JAC (Jacupiranga), CNN (Cananéia), PRQ (Pariquera – Açu) e JUQ (Juquiá) - com um total de 15 amostras para estudo petrográfico e geocronológico. As amostras abrangem de maneira geral, sempre que possível, as diferentes litologias dos complexos. Dessa forma, foram coletadas quatro amostras de carbonatito, dentro da mina da Companhia Vale, em Cajati; uma pertencente a um furo de sondagem; e mais quatro amostras: um melteigito, dois álcalis piroxenitos e um jacupiranguito, pertencentes ao Complexo alcalino de Jacupiranga. Para Cananéia, apenas duas amostras foram coletadas, ambas de composição sienítica com variação na sua granulação. Em Pariquera-Açu, foram selecionadas duas amostras, ambas de shonkinitos com uma pequena variação composicional. E, por fim, em Juquiá, duas amostras da mina Fosforita Alvorada, da empresa Socal S/A, as quais correspondem a um depósito supergênico de fosfato, sem presença de badeleíta.

b. Análise Petrográfica

Dentre as amostras coletadas, 14 foram selecionadas para o estudo petrográfico de detalhe. Uma das amostras de álcali piroxenito, de Jacupiranga, foi descartada para a realiza-

ção do estudo petrográfico, devido a seu intenso estado de degradação. As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências Unicamp. Todas foram descritas utilizando um microscópio ZEISS Axiophot, observando suas características em luz transmitida: as fases minerais presentes, granulação, forma dos grãos, estruturas e texturas. As fotomicrografias foram obtidas com o auxílio de uma câmera fotográfica acoplada ao microscópio e editadas, com a inserção de escala e legenda, a partir do software Corel Draw.

c. Preparação das Amostras e Separação Mineral para a Geocronologia

A utilização de badeleíta como geocronômetro esbarra na dificuldade de reconhecimento e separação desse mineral (Heaman e LeCheminant, 1993). Os procedimentos para separação de badeleíta das amostras incluem a britagem e moagem. A etapa de moagem foi realizada de duas formas, para todas as amostras: a) em moinho de disco de ferro (UA51/52, Bico INC) e, posteriormente; b) em moído de anéis de ferro (Pulverisette 7, Fritsch), essa última para obter um pó mais fino. No moinho de anéis, a amostra deve ser colocada em pequenas frações, ficando em média de 2 a 4 minutos, dependendo da amostra. Esses processos tornam a granulometria mais adequada, a qual deve ser entre 80 e 100 mesh para a separação por gravidade na mesa de Wilfley. Para as amostras mais rígidas a utilização do moinho de disco e de anéis mostrou-se mais necessária.

Tomou-se como base o trabalho de Söderlund e Johansson (2002), que foi adaptado às condições do laboratório, em relação a diferença no tamanho da mesa e saídas de água. As amostras foram preparadas de duas formas para o processo na mesa vibratória de Wilfley. Na primeira maneira, e a mais simples, apenas misturou-se a amostra com água formando uma lama. Na segunda, foi adicionado detergente e a solução passou por banho ultrassônico de 20 minutos (Almeida *et al.*, 2018). Esse procedimento aumenta o umedecimento da amostra e diminui a adesão entre as partículas (Söderlund and Johansson, 2002) de forma a favorecer a separação.

Testes realizados na mesa de Wilfley, utilizando-se de um material inerte acrescentado de badeleítas, confirmaram a separação da badeleíta na mesa. A partir dos testes, as saídas originais de água foram substituídas por saídas de circunferência menor (Figura 3.1), de maneira a ter menor quantidade de água, porém lavando toda a mesa. As saídas originais, por serem muito grandes, lavavam a mesa muito rapidamente, havendo perda importante de

material. A tentativa inicial foi fechar as saídas finais para diminuir a quantidade, porém a separação não ocorria de forma ideal, acumulando material na parte final (Figura 3.2).

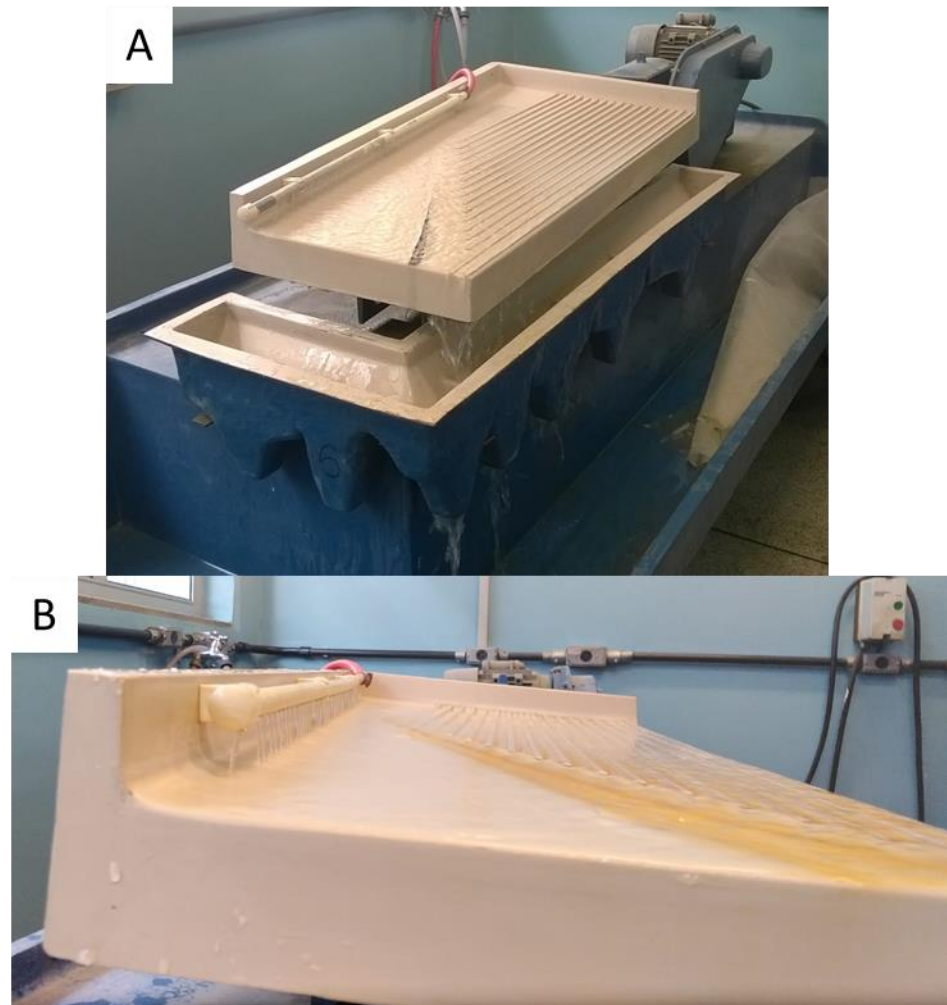


Figura 3.1: Mesa vibratória de Wilfley. A) Conjunto completo da mesa separadora por densidade em funcionamento B) Saídas de água adaptadas para se obter menor vazão.

A inclinação da mesa foi alterada, de forma a ser testado o efeito da inclinação na recuperação da badeleíta no material inerte, variando entre 2° a 10° . A mesa vibratória de Wilfley possui dimensões de 90x50 cm (Figura 3.1; 3.2), menor que a utilizada por Söderlund e Johansson (2002) (127x61 cm), e a partir dos testes confirmou uma melhor recuperação com a inclinação de 6° .

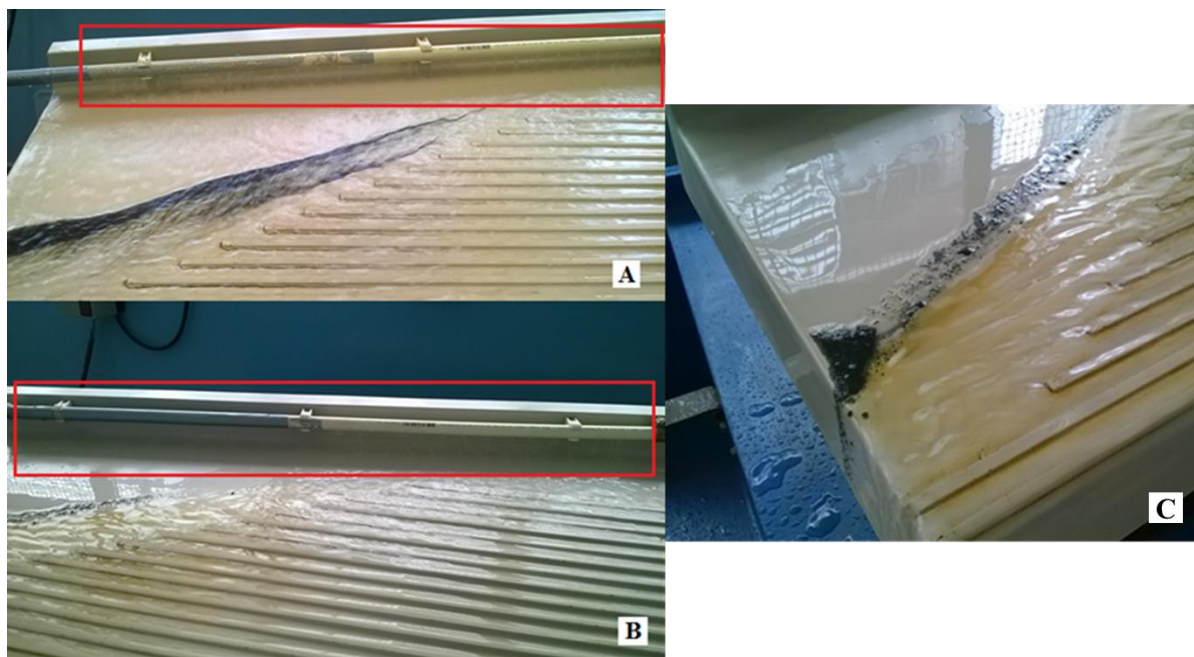


Figure 3.2: Os quadros vermelhos destacam a mudança nas saídas de água. A) Todas as saídas de águas estão desobstruídas, possibilitando maior corrente de água; B) Saídas de água foram parcialmente fechadas; C) Acúmulo de material, como resultado do fechamento parcial das saídas de água, dificultando a passagem dos minerais e consequente separação.

Pequenas quantidades da amostra são manuseadas por vez (aproximadamente a medida de uma colher de sopa), somando um total de 400 gramas, em média, por amostra. De cada pequena porção da amostra é recolhido o material pesado, compondo dessa forma o concentrado, onde encontra-se a badeleíta. O tempo para separação é de 3 a 4 horas por amostra, em média.

A recuperação de badeleíta é variável por amostra; para o carbonatito e o sienito em 400g da amostra era possível concentrar acima 30 grãos, já para o shonkinito a recuperação era bem menor, com cerca de 15 a 20 grãos, sendo necessário uma quantidade maior de amostra para compor o mount.

Após a concentração da fração pesada na mesa, os minerais magnéticos são removidos do concentrado aquoso usando um ímã fraco e então é levada para secagem sob lâmpada incandescente. A seleção de badeleíta é realizada na lupa binocular de forma manual, colados em fita dupla face (Figura 3.3) e checados por EDS em microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Confirmados, os cristais de badeleíta são montados em resina epóxi, composto por resina – Alraldite e aradur, lixados e polidos em pastas diamantadas - de maneira muito cuidadosa, de modo a não perder os grãos. O polimento é uma extremamente delicada, por ser grãos muito frágeis e pequenos, muitos grãos são perdidos nesta etapa. Para a amostra de Pa-

riquera-Açu, o mount foi apenas lixado suavemente para a retirada da cola proveniente da fita e então, pulou-se a etapa de polimento, para evitar perdas dos grãos que eram menores, quando comparado as outras amostras.

A partir dessa montagem, faz-se as imagens dos grãos no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), análises geocronológicas e geoquímica isotópicas no LA-SF-ICP-MS.

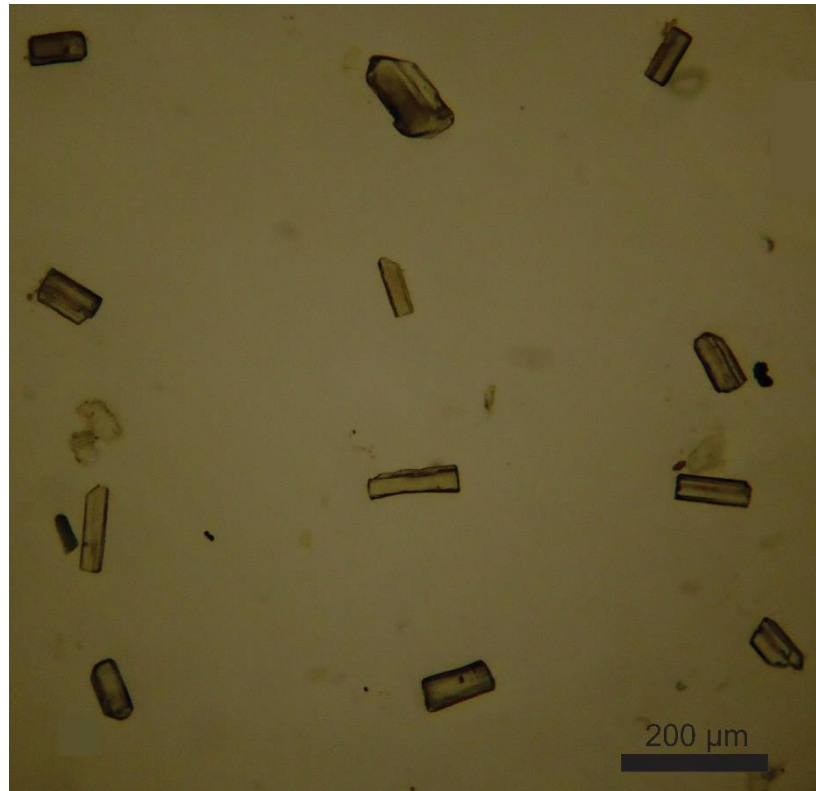


Figura 3.3: Grãos de badeleíta separados manualmente em lupa binocular e colados em fita dupla face para posterior confecção do mount

d. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

A captura de imagens de elétrons secundários (Figura 3.4A) e catodoluminescência (CL) (Figura 3.4B) foram realizadas pelo Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (SEM) LEO 430i marca Zeiss acoplado com um detector Gatan Chroma CL. A configuração analítica para o SEM e o detector CL são respectivamente: distância de trabalho = 16 mm; EHT = 15kV; $i_{\text{probe}} = 8.000$ a 12.000 pA (dependendo das intensidades CL dos grãos); resolução de 512×512 pixels, $800 \mu\text{S/pixel}$. Essas imagens são importantes porque, a partir delas, são selecionados os grãos de melhor qualidade. Nas imagens de elétrons secundários é possível distinguir alguns defeitos superficiais, como fraturas, riscos ao polimento e micro inclusões.

As imagens de CL trazem informações referentes ao tipo de zoneamento presente nesses cristais, bordas de sobre crescimento/alteração. Dessa forma, identifica-se áreas que devem ser evitadas para análise por ablação a laser (LA-SF-ICP-MS).

As imagens são também importantes pois permite a diferenciação dos cristais de badeleíta em relação aos cristais de zircão. Nas imagens CL as badeleítas ocorrem em coloração verde intenso (Figura 3.4C), enquanto que os zircões apresentam-se em tonalidades variadas de azul (Figura 3.4D). Uma questão discutida sobre a badeleíta é a presença ou ausência do zoneamento oscilatório, como é frequentemente encontrado em zircões. Os resultados de imagens deste trabalho permitem observar o zoneamento insípiente em alguns cristais de badeleíta; a ausência na badeleíta é devido a sua rápida cristalização (Rodionov *et al.*, 2012).

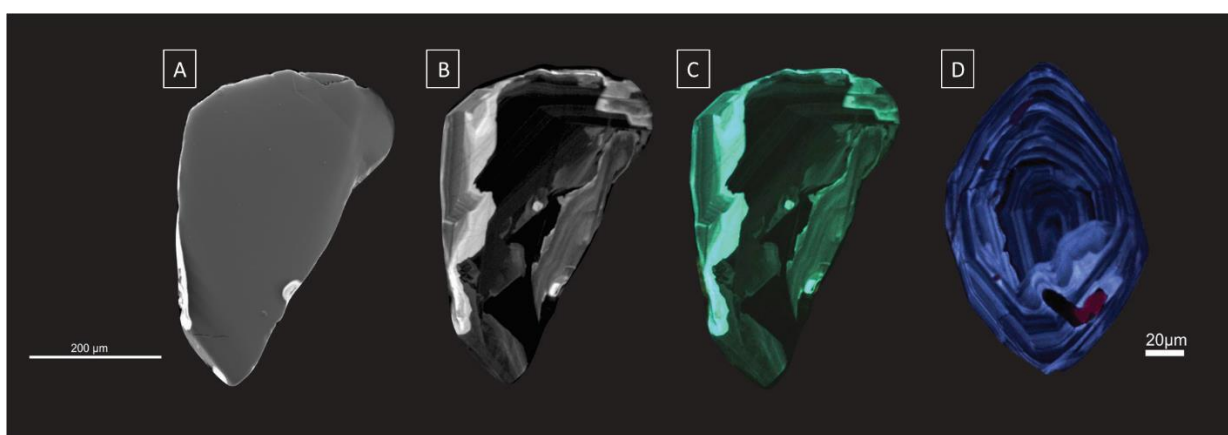


Figura 3.4: Imagens em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). A) Elétrons secundários (SE); B) Imagem resultante da soma das componentes RGB da imagem C para cristais de badeleíta; C) Cadodoluminescência (CL) em badeleíta e; D) Cadodoluminescência (CL) com em zircão (gentilmente cedida por Prof. Dr. W. Amaral e MSc. P. Melo).

e. Geocronologia

Para a determinação das idades das rochas alcalinas, foi empregado o método U-Pb em badeleíta por Ablação a Laser e Espectrometria de Massa com Plasma Indutivelmente Acoplado (LA-SF-ICP-MS) no Laboratório de Geologia Isotópica - IG - UNICAMP. Dentre as amostras coletadas, apenas 7 apresentam badeleíta, abrangendo 3 dos 4 corpos alcalinos.

Para o complexo alcalino de Jacupiranga, quatro amostras possuíam badeleíta, sendo todas carbonatitos. Dessas amostras, apenas duas foram selecionadas: amostra TJJAC-M2, a qual apresentava grande quantidade de badeleíta e grãos maiores; e a TJJAC-1B, repre-

sentando o furo de sondagem. Em Cananéia, uma amostra possuía badeleíta e em outra de mesma composição, mas com granulação mais fina, foi encontrado zircão, o qual ainda não foi datado. Para o complexo alcalino de Pariquera-Açu, apenas uma das amostras (TJPRQ-1A) continha badeleíta em sua composição, até o momento deste trabalho não datada. Juquiá foi o único corpo alcalino que não foi encontrado amostra com badeleíta.

Para as análises por LA-SF-ICP-MS, os mounts são lavados em HNO₃ 10% v/v seguido de água ultrapura. As idades foram obtidas em sistema de laser Excite 193 nm Excimer da empresa Photon Machines, com célula de duplo volume, acoplado a um espectrômetro de massas de plasma indutivelmente acoplado (Thermo Finnigan Element XR). Durante as análises foi coletado um branco local por 20s e então a amostra foi ablada por 40s. O laser foi disparado a 10 Hz, testando dois tamanhos de furo, de 25µm e 35µm e fluência de 9,45 J.cm⁻². Os dados foram coletados para as massas ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U and ²³⁸U usando o modo de contador de íons do detector.

A sequência de aquisição de materail foi inicialmente com 10 spots no material de referência primário e 10 spots da amostra, posteriormente foi intercalado com 5 spots do material de referência a cada 10 spots na amostra. Ao final foram realizados 15 spots no material de referência secundário e 10 spots no material de referência primário.

Os dados foram reduzidos no *Software Iolite* (versão 2.5) seguindo os protocolos descritos por Paton *et al.* (2011) e Petrus e Kamber (2012) e plotados em diagrama concórdia no *Software IsoplotR*. Nessa técnica foi utilizada badeleíta Kovdor (379 ± 4 Ma; Rodionov, 2012) como referência primária e Phalaborwa (2059,60 ± 0,35 Ma; Heaman, 2009) como secundária, para avaliação e controle de qualidade dos resultados.

3.1. Datação U-Pb em zircão e badeleíta

O progresso no uso de decaimento U-Pb na geocronologia, durante anos, está essencialmente envolvido com o desenvolvimento de técnicas para a determinação de melhor acurácia das composições isotópicas U. Essa maior precisão e acurácia se dá com o aumento da resolução espacial e maior eficiência na aquisição de resultados, como aqueles obtidos por LA-SF-ICP-MS (Gehrels *et al.*, 2008; Wohlgemuth-Ueberwasser *et al.*, 2018).

O método U-Pb é o mais difundido entres os pesquisadores, onde se obtém idades de cristalização e metamorfismo (Nemchin e Pidgeon, 1998; Heaman, 2009; Bahat *et al.*, 2013;

Corfu *et al.*, 2013; Takenaka, 2014; Darling *et al.*, 2016). Há grande variedade de minerais, geralmente acessórios de rochas ígneas e metamórficas, com características que são importantes para serem um bom geocronômetro como: conteúdo de U (compatível à estrutura cristalina) e teores de Pb primário (incompatível à estrutura cristalina) não significativos, que podem ser analisados nesse método (Sato *et al.*, 2008) como: zircão, badeleíta, monazita, zirconolita, rutilo e titanita (Wingate e Compston, 2000; Heaman, 2009; Geraldès, 2010; Rodionov *et al.*, 2012; Corfu *et al.*, 2013).

A acumulação de Pb ocorre devido ao decaimento de U e Th e possibilita sua utilização na geocronologia. A partir dos decaimentos $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}^*$ e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}^*$, sendo Pb* somente o Pb radiogênico, obtém-se duas idades (Hirata, 2012). Essas são utilizadas para composição do gráfico binário, onde a linha concórdia representa os valores em que as duas idades referentes aos decaimentos são iguais (Sato *et al.*, 2008; Geraldès, 2010).

Na construção do diagrama concordia permite-se que as idades obtidas a partir das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sejam corrigidas conforme a perda do isótopo radiogênico, de tal forma que, através desse diagrama, a idade seja resultado de uma calibração interna do método U-Pb. Essa possibilidade de ajuste interno para a correção da idade só é possível no método U-Pb. Esse diferencial despertou uma preferência pelo método U-Pb e consequentemente sua grande expansão entre os laboratórios de geocronologia. (Geraldès, 2010)

O zircão, por apresentar uma resistência física e química, torna-se um arquivo químico e temporal perfeito de informações dos processos geológicos no passado, utilizando o poder excepcional e a resolução temporal dos esquemas de decaimento U-Pb (Schaltegger e Davies, 2017). O zircão, no entanto, perde Pb por metamictização, processo resultante da liberação de energia nos decaimentos radioativos de U e Th para Pb, que como consequência causa danos no retículo cristalino (Sato *et al.*, 2008).

A badeleíta quando comparada ao zircão é química e fisicamente mais frágil, no entanto preserva informações similares quando é protegida de dissolução e fragmentação física, isso se dá quando a badeleíta ocorre como uma inclusão em outro mineral ou em uma matriz rochosa de grãos finos ou não reativa (Schaltegger e Davies, 2017). Essas características oferecem potencial para datação de solidificação de rochas máficas-ultramáficas e alcalinas com alta precisão. Conforme os autores, as idades U-Pb em zircão e badeleíta são, para uma esmagadora maioria dos casos, assumidas como sistema fechado, considerando o tempo de cristalização.

Os altos teores de U e Pb na badeleíta, assim como outras vantagens, torna a badeleíta um ótimo geocronômetro. Exibe desprezível quantidade de Pb comum, devido sua incompatibilidade com Pb e, dessa forma, sua idade obtida é quase exclusivamente radiogênica, proveniente do decaimento de U – compatível com sua estrutura cristalina (Klemme e Meyer, 2003). Outras características importantes são a menor perda de Pb quando comparada com zircão, alta temperatura de fechamento como o zircão ($>900^{\circ}\text{C}$) (Figura 3.5) e raramente ocorre como xenocrystal (Heaman e LeCheminant, 1993; Wingate e Compston., 2000; Söderlund *et al.*, 2005).

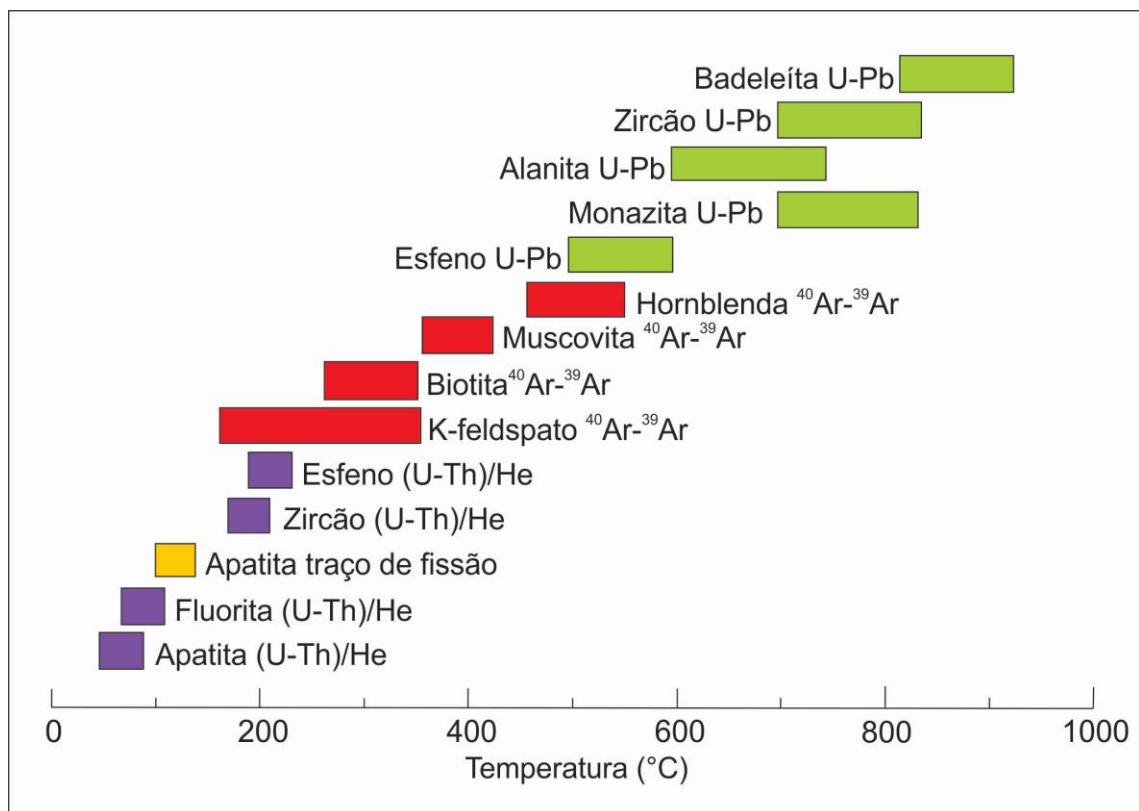


Figura 3.5: Diagrama de temperatura de fechamento, mostrando que a Badaleíta possui uma tempetura de fechamento maior quando comparada com outros minerais e métodos

Embora a datação de zircão U-Pb de rochas máficas seja possível, muitas amostras máficas também contêm xenocristais de zircão e pode ser difícil distinguir o zircão magmático do xenocrystal. Por essa razão, a badeleíta é a escolha preferida para um estudo U-Pb de rochas máficas (Heaman e LeCheminant, 1993).

A badeleíta (ZrO_2) é um mineral acessório comum em muitas rochas insaturadas em sílica. Pode apresentar cores amarelo pálido, verde, marron esverdeado, marrom avermelhado,

preto metálico e incolor a marrom em luz transmitida. Possui densidade entre 5.4 - 6.02 g/cm³ (Bayanova, 2006), brilho vítreo ou oleoso e não metálico, dureza 6,5 e tenacidade frágil. Essencialmente, a badeleíta é um óxido de zircônio que pertence ao sistema cristalino monoclinico, com hábito prismático tendo tamanho médio entre 100 e 200µm. Além disso, pode apresentar concentrações variadas entre 30 a 2124 g/µg de Pb e 19 a 1400 g/µg de U (Lumpkin, 1999; Heaman, 2009).

As rochas ígneas com badeleíta cristalizam-se, de modo geral, entre 800 – 1200°C. Em intrusões alcalinas, tais como carbonatitos e sienitos, cristalizam-se em temperaturas de 630-1000°C (Lumpkin, 1999). Nessas rochas, a badeleíta é encontrada como mineral acessório em associação com apatita, calcita, dolomita, magnetita, flogopita e zirconelita, dentre outros (Heaman e LeCheminant, 1993).

Em rochas máficas metamorfasadas, a badeleíta pode sobreviver a graus metamórficos baixos, mas pode ser parcial ou totalmente alterada para zircão (Darling *et al.*, 2016). Em caso parcial, desenvolve uma borda de zircão metamórfico policristalino ao redor do núcleo de badeleíta (Söderlund *et al.*, 2008, 2013; Zhang *et al.*, 2017). A largura das bordas de zircão e o tamanho de grão do agregado aumentam quando a badeleíta é submetida a graus metamórficos progressivamente mais altos (Heaman e LeCheminant, 1993). Se tanto a badeleíta quanto as bordas de zircão metamórficas puderem ser isoladas para um estudo U-Pb, é possível obter tanto a idade de cristalização quanto a idade de metamorfismo da mesma amostra (Söderlund *et al.*, 2008).

Uma característica que deve ser observada é que regiões intersticiais que favorecem a cristalização de badeleíta tendem a ser maiores e mais abundantes nas porções centrais de diques de diabásio relativamente espessas (> 10 m) (Söderlund *et al.*, 2005) e soleiras de gabro, sendo esses importantes alvos para um estudo de geocronologia U-Pb para rochas máficas (Heaman e LeCheminant, 1993).

A baixa abundância desse mineral, sua fragilidade natural e o seu tamanho tipicamente muito pequeno (podendo ser menor 20µm) tornam difícil sua separação das amostras de rochas, limitando o uso desta técnica (Renna *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2015).

Em muitos trabalhos têm-se realizado análises com microsonda baseado em técnicas de Espectrometria de Massa de Íons Secundários (SIMS) - como SHRIMP e Cameca ims 1270 (Rasmussen *et al.*, 2008; Schmitt *et al.*, 2008). Contudo, há significativa limitação na datação com badeleíta utilizando essas técnicas devido aos efeitos da orientação cristalina, levando a discordâncias de idades ²⁰⁶Pb-²³⁸U (Wingate e Compston, 2000). É possível medir

razões ^{206}Pb - ^{238}U sem dispersões, se todo o material apresentar uma única orientação. No entanto, devido ao pequeno tamanho dos cristais e sua geminação polissintética (100) oblíqua, é extremamente difícil obter um número razoável de cristais com idênticas orientações para análise (Wingate e Compston, 2000).

Os resultados com LA-SF-ICP-MS mostram a capacidade de datar fases minerais acessórias, como a badeleíta, por ter fácil acesso comparado por exemplo ao SIMS, rápida análise da amostra, baixo custo e com precisão e acurácia comparável ao SHRIMP e sem limitações com os efeitos da orientação cristalina (Renna *et al.*, 2011; Ibanez Mejia *et al.*, 2014). Uma maneira de amenizar esse efeito são as análises em raster/linha ou invés de spots, utilizando matriz combinada (Ibanez-Mejia *et al.*, 2014; Wohlgemuth-Ueberwasser *et al.*, 2018).

Trabalhos recentes discutem a importância dessa utilização da matriz combinada, a fim de evitar discordâncias (Wohlgemuth-Ueberwasser *et al.*, 2015; Wohlgemuth-Ueberwasser *et al.*, 2018). Essas ocorrem devido ao maior fracionamento durante a perfuração do grão de badeleíta, comparado ao zircão (Sylvester *et al.*, 2007), por isso destaca-se a relevância de utilizar a badeleíta como material de referência para a calibração.

Assim, concluo os aspectos introdutórios. A fim de evitar repetições e duplicidade de informações, apresento em sequencia as Referencias Bibliográficas consultadas e remeto os leitores ao Capítulo 4 no qual serão apresentados os resultados e discussões na forma de artigo que deverá ser encaminhado para publicação em periódico internacional ainda a ser definido.

Referências Bibliográficas

- Alberti A., Castorina F., Censi P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C. 1999. Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. *Journal of African Earth Sciences*. **29**: 735-759.
- Alcover Neto, A. 1991. Evolução supérgena das rochas carbonatíticas ricas em apatita do complexo alcalino de Juquiá (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP, São Paulo, 131p.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. B. Div. Geol. Mineral. Rio de Janeiro, DNPM, 24:36p.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande. Atas Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. p. 363-391.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck R.A. 1981a. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 1-21.
- Almeida, F.F.M. 1981b. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 1, p. 1-20.
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações Tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 13, n. 3, p.139 – 158.
- Almeida, F.F.M. de. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 16, n. 4, p. 325-349.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.R., Mizusaki, A.M.P., 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências* 26, 125–138
- Almeida, F.F.M.; Carneiro, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 135-150.
- Almeida, F.F.M. 2006. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. *Terrae Didática* 2(1):3-18.
- Almeida, V.V., Janasi, V.A., Heaman, L.M., Shaulis, B.J., Hollanda, M.H.B. and Renne, P.R. 2018. Contemporaneous alkaline and tholeiitic magmatism in the Ponta Grossa Arch, Paraná-Etendeka Magmatic Province: Constraints from U–Pb zircon/baddeleyite and ⁴⁰Ar/³⁹Ar phlogopite dating of the José Fernandes Gabbro and mafic dykes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, pp.55-65.
- Alva-Valdivia, M., Perrin, M., Rivas-Sánchez, M.L., Gogutchichvili, A., López-Loera, H. Lopes, F.O., Bonás, T.B. 2009. Rock magnetism and microscopy of the Jacupiranga alkaline-carbonatitic complex, southern Brazil. *Earth Planets and Space*.
- Alves, P.R., 2008. The Carbonatite-Hosted Apatite Deposit of Jacupiranga, SE Brazil: Styles of Mineralization, Ore Characterization, and Association with Mineral Processing. PhD thesis. Colorado School of Mines.
- Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H., 1966. Potassium–argon ages of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 159–189

Amaral G., Bushee J., Cordani U.G., Kawashita K., Reynolds J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:117-142. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80041-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80041-3)

Azzone, R.G. 2008. Petrogênese do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Azzone R.G., Enrich G.E.R., Gomes C.B., Ruberti E. 2013. Trace element composition of parental magmas from ultramafic cumulates determined by in situ mineral analysis: the Juquiá mafic-ultramafic alkaline-carbonatite massif, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 41:5-21. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.07.005>

Basei, M.A.S; Frimmel, H.E; Nutman, A.P; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from Sw Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, p. 239-256.

Bahat, A. E., Ikenne, M., Söderlund, U., Cousens, B., Youbi, N., Ernest, R., Soulaimani, A., Janati, M. E., Hafid, A. 2013. U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton. *Lithos*, 174, 85-98.

Bayanova, T. B. 2006. Baddeleyite: A Promising Geochronometer for Alkaline and Basic Magmatism. *Petrology*, 14, 187-200.

Beccaluva L., Barbieri M., Born H., Brotzu P., Coltorti M., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Acciotta M., Morbidelli L., Ruberti E., Siena F., Traversa G. 1992. Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). *Journal of Petrology*, 33:1371-1404. <https://doi.org/10.1093/petrology/33.6.1371>

Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F. 2017. The alkalinecarbonatite of Jacupiranga (Brazil): magma genesis and mode of emplacement. *Gondwana Research*, 44:157-177. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.11.010>

Born H. 1971. O complexo alcalino de Juquiá. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.

Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518, Setembro.

Brumatti M.; Almeida, V.V de; Lopes, A.P.; Campos, F.F. de; Perrotta, M.M.; Mendes, D.; Pinto, L.G.R.; Palmeira, L.C.M. 2015. Metalogenia das províncias minerais do Brasil: rochas alcalinas da porção meridional do Cinturão Ribeira. Estados de São Paulo e Paraná – São Paulo: CPRM.

Campanha, G.A.C. 1991. Tectônica proterozoica no alto e médio vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. 1991. 296 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Campanha, G.A.C. e Sadowski, G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira belt (Apiá domain). *Precambrian Research*, v. 98, p. 31-51.

Campanha, G.A.C. e Brito Neves, B.B. 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. *Episodes*, v. 27, p. 255-259.

Chmyz, L. 2017. Geocronologia e Petrogênese do Complexo Ultramáfico Alcalino Carbonatítico de Jacupiranga (SP). 197 pag. Dissertação de doutorado. Universidade Federal do Paraná.

Chmyz L., Arnaud N., Biondi J.C., Azzone R.G., Bosch D., Ruberti E. 2017. Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline complex (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 77:286-309. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.009>

Comin-Chiaramonti, P., e Gomes, C. B. 2005. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EdUSP

Condie, K. C. 1997. Plate tectonics e crustal evolution. Butterworth-Heinemann, 4rd. Edition, 476p.

Corfu, F., Polteau, S., Planke, S., Faleide, J.I., Svensen, H., Zayoncheck, A. e Stolbov, N. 2013. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. *Geological Magazine*, 150, 1127–1135.

Coutinho, J., Rodrigues, E., e Valarelli, J. 2004. The mafic potassic intrusion of Pariqueira-Açu, São Paulo, Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 4(2), 103-116. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2004000200008>

Coutinho, J.M.V. 2008. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Geologia USP: Série Científica*, v. 8, n. 2, p. 29-52.

Cury, L.F. Kaulfuss, G., Siga Jr., O., Basei, M., Harara, O., e Sato, K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: evidências de regimes extensionais do Estateriano na faixa Apiaí. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 2, p. 95-108.

Cury, L.F. 2009. Geologia do terreno Paranaguá. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Davis, D. W.; Williams, I. S.; 2003. Krogh, T. E. Historical development of zircon geochronology, *Rev. Mineral. Geochem.*,v.53, 145–181.

Derby, O. A., 1891. The magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanema, São Paulo, Brazil. *American Journal of Sciences* 41, 311-321..

Enrich, G.E.R., Azzone, R.G., Ruberti, E., Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complex from the Serra do Mar region. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 419e441

Faleiros, F.M. 2008. Evolução de terrenos tectonometamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). 2008. 306 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Faleiros, F. M.; Moraes, S.M.; Costa, V.S. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, escala 1:100.000. São Paulo CPRM, Programa Geologia do Brasil –PGB. 107p.

Faleiros, F.M.; Pavan, M. 2013. Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista SG.22-X-B-VI: escala 1:100.000: estados de São Paulo e Paraná. São Paulo: CPRM. Programa Geologia do Brasil (PGB).

Fernandes, M.A., Malagutti Filho, W., Dourado, J.C., Moreira, C.A. 2013. Modelagem gravimétrica no Lineamento Guapiara, sul do estado de São Paulo. *Revista do Instituto geológico*, São Paulo, 34(1), 69-77.

Fernandez, R.O de, e Santos, A.J de. 2017. Bacia de Santos: Sumário Geológico e Setores em Oferta. Superintendência de Definição de Blocos (SDB). Brasil. 14º Rodada Licitações de Petróleo e Gás. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

Ferrari, V. C. 2000. Fosfatos primários e secundários nos perfis de intemperismo sobre os maciços alcalino-carbonáticos de Juquiá (SP), Anitápolis (SC) e Tapira (MG). Tese Doutorado em Geoquímica e Geotectônica - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Ferreira, F.J.F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa. 169 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

Fodor, R.V. e Hanan, B.B. 2000. Geochemical evidence for the Trindade hotspot trace. Columbia Seamount ankaramite. *Lithos*. 51, 293-304.

Franco-Magalhães, A.O.B. 2009. Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, sul-sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista. 121 p.

Fuck, R.A.; Brito Neves, B.B.; Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South América. *Precambrian Research*, v. 160, p. 108-126.

Gaspar, J.C. e Wyllie, P.J., 1983a. Magnetite in the carbonatites from the Jacupiranga complex, Brazil. *Am. Mineral*. 68, 195-213

Gehrels, G. E.; Valencia, V. A.; Ruiz J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. v. 9, n. 3.

Geraldes, M.C. 2010. Introdução à geocronologia. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo.

Gibson S.A.; Thompson R.N.; Leonardos O.H.; Dickin A.P.; Mitchell J.G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal Petrol*, **36**: 189-229

Gibson s.A., Thompson R.M., Weska R.K., Dickin A.P., Leonardos O.H. 1997. Late Cretaceous riftrelated upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126:303-314.

Gill, R. 2010. Igneous rock and processes: a practical guide. Wiley-Blackwell. 472p.

Gomes, C. B., Ruberti, E., Comin-Chiaramonti, P., Azzone, R. G. 2011. Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(2), 152-168

Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., Azzone, R. G. Ruberti, E., Enrich, G.E.R. 2018. Cretaceous carbonatites of the southeastern Brazilian Platform: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2): 317-345, Junho.

Granot, R., Gyment, J. 2015. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 412:155 -163.

Guedes, E.; Heilbron, M.; Vasconcelos, P. M.; Valeriano, C. M.; Almeida, J. C. H.; Teixeira, W.; Thomaz Filho, A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Science*, Oxford, v. 18, p. 371-382.

Hasui, Y. 2012. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M. de; Bartorelli, A. *Geologia do Brasil*. Beca. São Paulo, 900p.

Heaman, L. M. e Lecheminant, A. N. 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2), *Chemical Geology*, 110, 95-126

Heaman, L. M. 2009. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards. *Chemical Geology* 261, 43-52.

Heilbron, M. e Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004. p. 203-234

Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida, J.; Tupinambá, M.; Siga, O. e Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, London, Especial Publicação*, 294, 211-237, 31, Janeiro.

Herz, N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 88, 101-112.

Hirata, T. 2012. Advances in Laser Ablation-Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. In: VANHAECKE, F. e DEGRYSE, P., *Isotopic Analysis Fundamentals and Applications Using ICP-MS*, Germany, Wiley-VCH Verlag e Co. KGaA, p. 93-112.

Ibanez-Mejia, M., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Vervoort, J.D., Eddy, M.P. and Li, C. 2014. Small-volume baddeleyite (ZrO_2) U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope geochemistry by LA-ICP-MS. *Techniques and applications. Chemical Geology*, 384, pp.149-167.

Junqueira-Brod T.C., Roig H.L., Gaspar J.C., Brod J.A., Meneses P.R. 2002. A província alcalina de Goiás e extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:559-566.

Kelley, S. 2002. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chemical Geology*. 188, 1-22.

Klemme, S. e Meyer, H-P. 2003. Trace element partitioning between baddeleyite and carbonatite melt at high pressures and high temperatures. *Chemical Geology - CHEM GEOL*. 199. 233-242.

Le Maitre, R. W. (ed.) 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2nd Ed., Cambridge University Press., 236 p.

Loureiro, E.M.L.; Rugenski, A.; Mantovani, M.S.M. 2011. Métodos elétricos, eletromagnéticos e gamaespectométricos integrados ao complexo alcalino de Pariquera-Açu (SP). *Geologia USP. Série Científica*, v.11, n.2, p. 89-99, ago.

Lumpkin, G.R. 1999. Physical and chemical characteristics of baddeleyite (monoclinic zirconia) in natural environments: an overview and case study. *Journal of Nuclear Materials* 274 (1999) 206-217.

Machado, N.; Valladares, C.; Heilbron, M. e Valeriano, C. 1996. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361.

Machado JR., D.L. 2000. Condicionamento Estrutural e Contexto Tectônico do “Alinhamento de Guapiara”. 143 págs. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.

Marangoni, Y.R. e Mantovani, M.S.M. 2013. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 41 (2013) 83e98.

Melcher, G.C. 1961. O Carbonatito de Jacupiranga, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Melo, M. S.; Riccomini, C.; Hasui, Y.; Almeida, F. F. M. de; Coimbra, A. A. M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 15, p. 193-201, 1985.

Menezes, P.T.L. e Travassos, J.M. 2005. EM modeling of the central–northern portion of Ponta Grossa Arch, Parana Basin, Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145-158.

Milani, E.J.; Brandão, J.A.S.L.; Zalán, P.V.; Gamboa, A.P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 18, n. 3, p. 351-396.

Mizusaki, A. M. P. e Thomaz Filho, A. O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (Ed.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291

Morbidelli L., Gomes C.B., Beccaluva L., Brotzu P., Conte A.M., Ruberti E., Traversa G. 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth-Science Reviews*, 39:135-168. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00031-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00031-3)

Morbidelli, L., Gomes, C.B., Beccaluva, L., Brotzu, P., D’Acquarica, S., Garbarino, C., Ruberti, E., Traversa, G., 2000. - The Pariquera Açu K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Science* 18, 129e150

Nemchin, A. A. e Pidgeon, R. T. 1998. Precise conventional and SHRIMP baddeleyite U-Pb age for the Binneringie Dyke, near Narrogin, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*. 45, 673-675.

Oliveira e Jelinek. 2017. História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 44 (3): 387-400.

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. and Hergt, J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), p. 2508

Petrus, J. A. and Kamber, B. S. 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP- MS U- Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36: 247-270.

Portela Filho, C.V.; Ferreira, F.J.F. 2003. Processamento e interpretação de dados aeromagnéticos da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). In: *International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Proceedings*, 8, CD-Rom.

Prazeres Filho, H.J., Harara, O., Basei, M., Passarelli, C., e Siga Jr., O. 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do cinturão Ribeira, estado do Paraná. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 3, p. 51-70.

Rasmussen, B., Fletcher, I.R., Muhling, J.R., 2008. Pb/Pb geochronology, petrography and chemistry of Zr-rich accessory minerals (zirconolite, tranquillityite and baddeleyite) in mare basalt 10047. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 5799–5818.

Renna, M.R., Tiepolo, M., Tribuzio, R. 2011. In situ U-Pb geochronology of baddeleyite-zircon pairs using laser-ablation ICPMS: the case-study of quartz gabbro from Varney Nunatak (central Victoria Land, Antarctica). *Eur. J. Mineral.* 23, 223–240

Riccomini, C. O rift continental do Sudeste do Brasil. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1991. 256 p. Tese (Doutorado).

Riccomini, C., 1995. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 153e162

Riccomini C., Velázquez V.F., Gomes C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform. In: *Comin-Chiaramonti P. e Gomes C.B. (eds.) Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, p. 31-56.

Roden, M. F.; Murthy, V. R.; Gaspar, J. C. 1985. Sr and Nd Isotopic Composition of the Jacupiranga Carbonatite. *Journal of Geology*, 93 (2), pp. 212-220.

Rodionov, N.V.; Belyatsky, B.V.; Antonov, A.V.; Kapitonov, I.N.; Sergeev, S.A. 2012. Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondwana Research*, v. 21, ed. 4.

Ruberti, E., Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., 2005. The alkaline magmatism from the Ponta Grossa arch. In: *Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 473e521

Rugenski, A., Mantovani, S.M.M., Shukowsky, W. 2018. Investigação geofísica do complexo alcalino de Paríquera Açu com ênfase em gravimetria..

Santero, P., Zadro, M., Blitzkow, D., SÁ, N.C.de. 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin. Universidade de São Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico.

Sato, K. Siga O., Nutman A. P., Basei M.A.S., McReath I., Kaulfuss G. 2003. The Atuba complex, Southern South American platform: archean components and paleoproterozoic to neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*, v. 6, p. 251-263.

Sato, K., Basei, M., Siga Júnior, O., Sproesser, W., e Passarelli, C. (2008). Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP. Série Científica*, 8(2), 76-99.

Schaltegger, U. e Davies, J. (2017). Petrochronology of zircon and baddeleyite in igneous rocks: Reconstructing magmatic processes at high temporal resolution. *Petrochronology: Methods and Applications. Reviews in Mineralogy e Geochemistry* Vol. 83 pp. 297–328.

Schmitt, A.K., Chamberlain, K.R., Swapp, S.M., Harrison, T.M. (2008). In situ U–Pb dating of micro-baddeleyite by secondary ion mass spectrometry. *Chem. Geol.*, 269, 386–395

Segev, A. 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*, 325, 257–277.

Siga Jr., O., Gomes, C.B., 2007. O maciço alcalino de Tunas, PR: novos dados geocronológicos. *Geologia USP, Série Científica* 7, 71e80.

Siga Jr O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., McReath, I. 2009. Lower and upper neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, v. 15, p. 197-208.

Siga Júnior, O., Cury, L.F., McReath, I., Ribeiro, L.M.A.L., Sato, K., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R. 2011. Geology and geochronology of the Betara region in south-southeastern Brazil: evidence for possible statherian (1.80-1.75 Ga) and calymmian (1.50-1.45 Ga) extension events. *Gondwana Research*, v. 19, p. 260-274.

Soares, C. J., Guedes, S., Jonckheere, R., Hadler, J. C., Passarella, S. M., e Dias, A. N. C. 2015. Apatite fission-track analysis of Cretaceous alkaline rocks of Ponta Grossa and Alto Paranaíba Arches, Brazil. *Geological Journal*

Söderlund, U. e Johansson, L. 2002. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂). *Technical Brief*, vol. 3, nº 2.

Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Andersson, U.B., 2005. U–Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 150, 174–194.

Söderlund, U., Hellström, F.A. and Kamo, S.L. 2008. Geochronology of high- pressure mafic granulite dykes in SW Sweden: tracking the P–T–t path of metamorphism using Hf isotopes in zircon and baddeleyite. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(5), pp.539-560.

Söderlund, U., Ibanez-Mejia, M., El Bahat, A., Ernst, R.E., Ikenne, M., Soulaïmani, A., Youbi, N., Cousens, B. and Hafid, A. 2013. Reply to Comment on “U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas-Drâa inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton” by André Michard and Dominique Gasquet. *Lithos*, 174, pp.101-108.

Sonoki, I.K., Garda, G.M., 1988. Idades K/Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim do Instituto de Geociências da USP, Série Científica* 19, 63 e 85.

Souza, L.A.P.; Tessler, M.G.; Galli, V.L. 1996. O Grráben de Cananéia. *Rev. Brasileira de Geociências*. 26: 139-150.

Spinelli, F.P., 2003. As rochas alcalinas de Cananéia, Litoral Sul do Estado de São Paulo: características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 134p.

Spinelli, F. P. As rochas alcalinas de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo: estudos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos. 2007. 139 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

Spinelli, F.P., Gomes, C.B., 2009. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo: química mineral. *Geologia USP, Série Científica* 9, 1e13.

Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.

Strugale, M.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Portela Filho, C.V.; Ferreira, F.J.F.; Freitas, R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 24, p. 203-227.

Suguio, K.; Tessler, M. G.; Furtado, V. V.; Esteves, C. A.; Souza, L. A. P. Perfis lagens geofísicas e sedimentação na área submersa entre Cananéia e Barra de Cananéia. In: *Simpósio Sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira*, 1. 1987. Cananéia. São Paulo: ACIESP, 1987. v. 2, p. 234-24 (Publicação, n. 54-II).

Sylvester, P.J., Tubrett, M.N. and Souders, A.K. 2007. In situ U/Pb geochronology of baddeleyite by LA-ICPMS. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71, p.A991.

Takenaka, L. B. 2014. Refinamento do método de datação U-Pb in situ via LA-Q-ICP-MS: aplicação no Complexo Alcalino Poços de Caldas, MG. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.

Thomaz Filho, A.; Cesero, P. de; Mizusaki, A.M.; Leão, J.G. 2005. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 18, n. 3/4, p. 383-389.

Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the depleted Trindade mantle plume?. *Journal of Petrology* 39 (8), 1494–1526.

Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Nogueira, J.R.; Valladares, C.; Almeida, J.C.H.; Eirado-Silva, L.G.E.; Medeiros, S.R.; Almeida, C.G.; Miranda, A.; Ragatky, C.D; Mendes, J.C. e Ludka, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15:67 – 79

Twyman, R.M. 2007. K/Ar and Ar/Ar dating. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, 1313-1317.

Ulbrich H.H. e Gomes C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, 17:135-154. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90009-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90009-X)

Valladares C.S., Souza S.F.M., Ragatky D. 2003. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, 22.

Vasconcelos, C.S.; Dehler, N.M.; Tamato, A. A. Júnior. I. L. 1999. Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú: mapeamento geológico na escala 1:50.000. São Paulo: Secretaria de Estado de Energia de São Paulo/CPRM.

- Vieira, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, 27, Anais, 3, p. 259-277.
- Wingate, M. T.D. e Compston, W. 2000. Crystal effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite. *Chemical Geology* 168, 75-97.
- Wohlgemuth-Ueberwasser, C.C., Söderlund, U., Pease, V. and Nilsson, M.K. 2015. Quadrupole LA-ICP-MS U/Pb geochronology of baddeleyite single crystals. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 30(5), pp.1191-1196.
- Wohlgemuth-Ueberwasser, C.C., Schuessler, J.A., von Blanckenburg, F. and Möller, A. 2018. Matrix dependency of baddeleyite U–Pb geochronology by femtosecond-LA-ICP-MS and comparison with nanosecond-LA-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 33(6), pp.967-974.
- Wu, W.N., Schmitt, A.K. and Pappalardo, L., 2015. U-Th baddeleyite geochronology and its significance to date the emplacement of silica undersaturated magmas. *American Mineralogist*, 100(10), pp.2082-2090.
- Zalán, P. V. e Oliveira, J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300.
- Zhang, S.H., Zhao, Y., Li, Q.L., Hu, Z.C. and Chen, Z.Y. 2017. First identification of baddeleyite related/linked to contact metamorphism from carbonatites in the world's largest REE deposit, Bayan Obo in North China Craton. *Lithos*, 284, pp.654-665.

CAPÍTULO 4

4. LA-SF-ICP-MS U-Pb geochronology in baddeleyite applied to the alkaline rocks of south São Paulo State.

Abstract: LA-SF-ICP-MS U-Pb is frequently used to date several minerals. Among that baddeleyite is the ideal geochronometer to the silica-unsaturated rocks, as the alkaline ones. In this work we describe the efforts to establish convenient protocols to separate baddeleyites and date them through LA-SF-ICP-MS in the Isotopic Geology Laboratory of the Geoscience Institute (University of Campinas). The methods included proper crushing and milling of the sample, as well as the calibration of the Wilfley table. CL images of the grains were also taken in order to understand their zoning. The LA-SF-ICP-MS method included the use of Kovdor and Phalabowra primary and secondary reference materials, respectively. The spots were settled at 35 μ m, ablation time of 60 s (20 for local blank and 40 for baddeleyite signal) at a fluence of 20L per minute. With a view to apply the routine, alkaline rocks from South São Paulo State were studied comprising the complexes of: Jacupiranga, Pariqueira-Açu and Cananéia, associated to the Guapiara lineament. The results yielded concordant ages for Jacupiranga alkaline complex at, 116 ± 1 Ma e 114 ± 1 Ma, similar to those Ar-Ar ages for the Banha-dão Complex (São Jerônimo-Curiuva Lineament - Ponta Grossa Arc Province). Cananéia syenite yielded concordant age at 90 ± 3 Ma, coincident to Ar-Ar ages for the same area, related to the Serra do Mar Province, São Jerônimo-Curiuva Lineament. In spite the separation difficulties, U-Pb ages baddeleyite (LA-SF-ICP-MS) has proven to provide robust results for the young alkaline complexes, avoiding the concerns about thermal events that could reset systems as K-Ar, Ar-Ar.

Key words: Geochronology U-Pb; Baddeleyite; Alkaline rocks, Guapiara Lineament, Jacupiranga Complex, Cananeia syenite.

4.1. Introduction

Alkaline rocks, such as trachytes, phonolites, basanites, kimberlites and the main associated rock, the carbonatites, make up less than 1% of surface rocks (Condie, 1997; Gill, 2010). These rocks present lack of silica (SiO_2), and are characterized by the high contents of alkalis, responsible for the crystallization of feldspathoid, pyroxenes e alkaline amphiboles. Other mineral phases enriched in alkalis, incompatible and REE elements are of major importance considering the economic aspect, due to encompass phosphorous and fluorine deposits and their association with diamond deposits as well.

The use of baddeleyite as geochronometer is an ideal choice for silica unsaturated igneous rocks, such as alkaline rocks. U-Th-Pb method is a precise tool for obtain crystallization ages (Heaman, 2009; Corfu *et al.*, 2013; Bahat *et al.*, 2013; Nemchin and Pidgeon, 1998). On top of that, baddeleyite presents advantages as high amounts of U and Pb, negligible common Pb, high closure temperature and rarely occurs as xenocrysts (Heaman and LeCheminant, 1993; Wingate and Compston, 2000).

The use of laser ablation coupled with inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-SF-ICP-MS) is an important tool that presents advantages in dating baddeleyite, as the spot size as small as 35 μm , short analytical protocols, accurate results for few grains and the non-observation of bias due to crystal orientation (Wohlgemuth-Ueberwasser *et al.*, 2015; Ibanez-Meija *et al.*, 2014) are the most noteworthy.

Alkaline and alkaline carbonatitic complexes of different ages are common in Brazil. In the region of the Brazilian Platform, in the edge of Paraná, Santos and Pelotas Basin there are more than 100 occurrences of alkaline and alkaline carbonatitic rocks (Gomes *et al.*, 2011). Generally, these rocks intruded the basement or sedimentary Paleozoic rocks of Paraná Basin (Comin-Chiaramonti and Gomes, 2005).

The Ponta Grossa arc is the main structure of Paraná (Comin-Chiaramonti and Gomes, 2005), in which the main alkaline and alkaline carbonatitic magmatic sites are located. They are next to or at the NW São Gerônimo-Curiuva and Guapiara lineaments, with main evolution in the early Cretaceous (Comin-Chiaramonti and Gomes, 2005). Guapiara lineament is located South of São Paulo State, which is the region here studied where the alkaline bodies Jacupiranga, Pariquera-Açu and Cananéia are located (Gomes *et al.*, 2011).

Several authors that have used baddeleyite as a geochronometer mention divergences among ages from the method when compared with the conventional ones (Rb-Sr, K-

Ar and Ar-Ar) (Nemchin and Pidgeon, 1998; Bahat *et al.*, 2013; Corfu *et al.*, 2013), probably due to the fact that post crystallization thermal events may open the system Ar-Ar; K-Ar, for example. Rb-Sr, K-Ar and Ar-Ar ages reported earlier in literature for the alkaline rocks from Ponta Grossa arc vary from late to early Cretaceous (Amaral *et al.*, 1967; Ulbrich and Gomes, 1981; Roden *et al.*, 1985; Sonoki and Garda, 1988; Morbidelli *et al.*, 2000; Machado Jr., 2000; Spinelli, 2007; Spinelli and Gomes, 2008; Wu *et al.* 2010; Chmyz *et al.*, 2017).

This paper describes the protocols for concentration and LA-SF-ICP-MS U-Th-Pb geochronology in baddeleyite set on the Isotopic Geology Laboratory, Geosciences Institute, University of Campinas. Apart from that, as an application of the new routine, we also present robust ages for the alkaline rocks from South São Paulo State and the chronological order of the different magmatic pulses which generated these rocks, as well as their relation with other alkaline bodies on Ribeira Belt.

4.2. Geological Context

The southern region of the São Paulo state is inserted in the context of the Ribeira Orogen within the Central Segment of the Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1977, 1981a), which includes Apiaí, São Roque and Embu terrains (Heilbron, 2004). This orogen has a NE-SW trend, and its pre-Brazilian orogenic geological evolution was delayed, with events that were responsible for the formation of rocks in the Archaean and Paleoproterozoic rocks. The central segment of the Mantiqueira Province is divided into two major tectonic domains (Vasconcelos *et al.*, 1999): the Ribeira Belt and the Costeiro Domain, limited by the dextral Lancinha-Itapeúna-Cubatão shear zone.

In the South American Platform, in the Late Permian a tectono-magmatic activation begins, reaching its climax in the Jurassic and Cretaceous, called the Wealdenian Reactivation (Almeida, 1967; Santero *et al.*, 1988). Sedimentary basins such as Paraná, Paraíba and Amazonas were affected by this event which was characterized by predominantly tholeiitic basaltic magmatism, and in the southern region was punctually affected by alkaline magmatism (Almeida, 1986).

The Ponta Grossa arch is the most prominent regional structure of the eastern flank of the Paraná Basin, in the Southeast of Brazil (Vieira, 1973); it is a mega structure with NW dip (Portela Filho and Ferreira, 2003). The current configuration of the Ponta Grossa arch

was settled during the Jurassic and Cretaceous periods (Ferreira, 1982; Mizusaki and Thomaz Filho, 2004). The fractures and faults transverse to basement structures provided access to basaltic magma, and the formation of hundreds of dikes located in the core of the structure (Mizusaki and Thomaz Filho, 2004), related with the Wealdenian Reactivation.

The ages for the alkaline rocks of the Ponta Grossa arch range from 60 to 220 Ma (Figure 4.2), namely from the Lower to the Upper Cretaceous and Cananéia is the youngest alkaline body. The previous results here reported were obtained from the Rb-Sr, K-Ar, and Ar-Ar methods for the alkaline bodies (Amaral *et al.*, 1967, Ulbrich and Gomes 1981, Roden *et al.*, 1985; Morbidelli *et al.*, 2000, Machado Jr., 2000, Spinelli, 2007, Spinelli and Gomes, 2008, Wu *et al.*, 2010, Chmyz *et al.*, 2017) (Figure 4.3), which may result in underestimated ages as they may be affected by post thermal events (Kelley, 2002; Dickin, 2005).

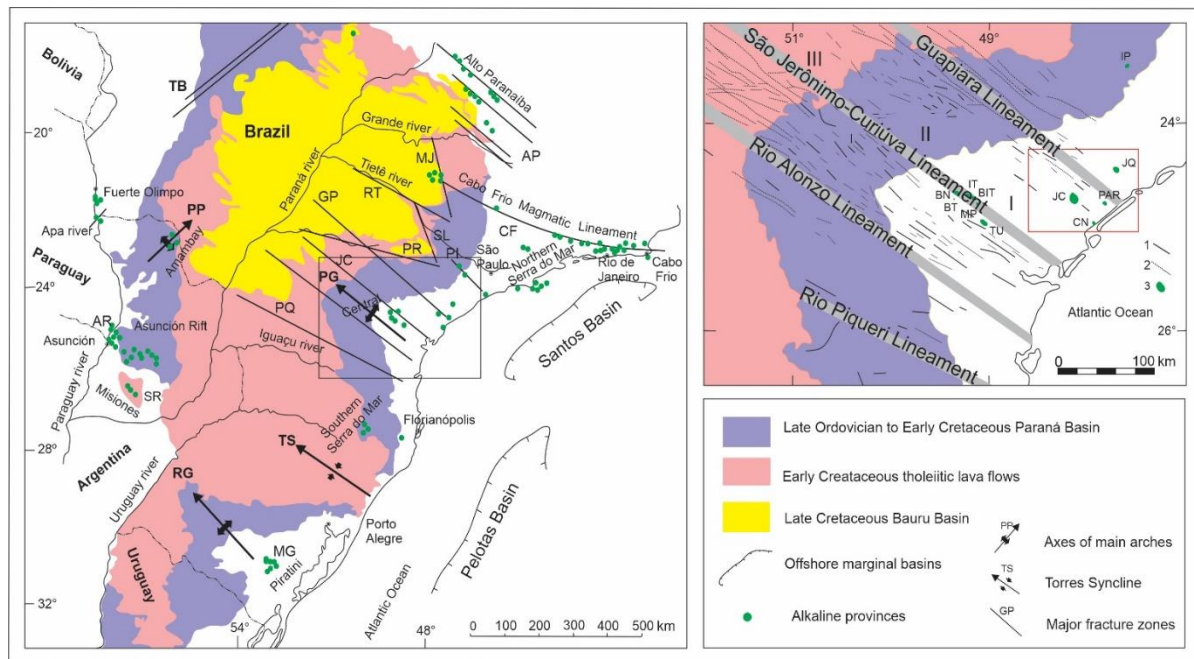


Figure 4.1: Distribution of alkaline rocks in the Center-Southeast region of the Brazilian Platform and their relation with the main structure. Legend: PG- Ponta Grossa; RG- Rio Grande; PP- Ponta Porã; TS- Torres syncline; Rifts: MG-Moirão; SR- Santa Rosa; AR- Asunción; Lineaments: TB- Transbrasilian; AP- Alto Paranaíba; MJ-Moji-Guaçu; CF-Cabo Frio; RT- Rio Tietê; SL-São Carlos-Leme; PR-Paranapanema; PI-Piedade; GP-Guapiara; JC-St. Jerome-Curiúva; RA-Rio Alonzo; PQ- Rio Piqueri; AM- Santa Lucia-Aiguá-Merin. Alkaline centers: BIT-Barra do Itapirapuã; BN-Banhadão; BT- Barra do Teixeira; CN- Cananeia; IP- Ipanema; IT- Itapirapuã; ITA- Itanhaém; JC- Jacupiranga; JU- Juquiá; MP-Mato Preto; PAR- Pariquera-Açu; PI- Piedade; TU- Tunas. 1) and 2) Dike swarms; I: Basement; II: Paraná Basin; III: Flood basalts. (Gomes *et al.*, 2011)

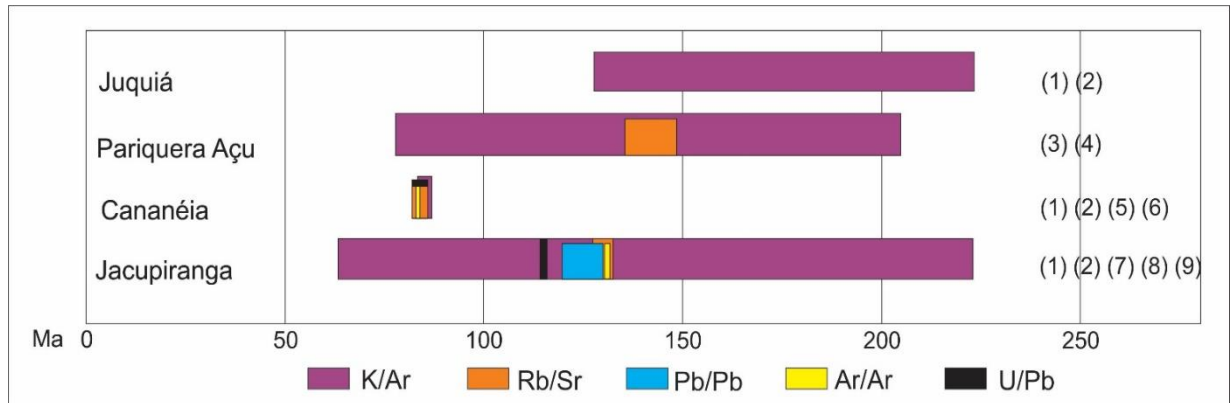


Figure 4.2: Diagram showing the range of ages for the alkaline rocks of the Ponta Grossa Arch: (1) Amaral *et al.*, (1967); (2) Sonoki and Garda, (1988); (3) Morbidelli *et al.*, 2000; (4) Machado Jr., (2000); (5) Spinilli (2007); (6) Spinilli and Gomes, (2008); (7) Roden *et al.* (1985); (8) Wu *et al.*, (2010); (9) Chmyz *et al.*, (2017).

The Juquiá complex is defined as several types of rocks such as: olivine pyroxenites, olivine alkali-gabbro, syenites, ijolites-melteigites-urtites and carbonatites, as well as basanite and phonolite dykes and a fenitization aureole in the host rock (Born, 1971; Becaluva *et al.*, 1992; Brumatti *et al.*, 2015). The sample collected from this complex do not have baddeleyite in their composition, so they will not be argued in this work. For the Pariquera-Açu alkaline body, two main types of rocks are characterized: shonkinites and malignites, and pyroxenites, but there is still nepheline syenites and dikes of alkaline diabase and gabbros (Coutinho *et al.*, 2004; Brumatti *et al.*, 2015).

The Cananéia alkaline massif is constituted basically by syenitic rocks, encompassing two main groups: alkali feldspar, syenites, and quartz-alkali feldspar (Ricinini, 1995; Spinilli and Gomes, 2009).

The Jacupiranga alkaline complex is quite diverse, being constituted by: jacupiranguite; dunites, associated with carbonatites; carbonatites; ijolites and melteigites; gabbros and syenites; phonoliths, lamprophyres, essexite and teralites and; late metasomatic (fenites) (Vasconcelos *et al.*, 1999, Faleiros and Pavan, 2013).

In the region of the Guapiara Lineament thinning of the crust occurs due to the increase of the crust/mantle boundary (Fernandes *et al.*, 2013). The difference in the crustal and lithospheric thickness of some magmatic provinces - such as Ponta Grossa arch, Alto Paraíba and Goiás Alkaline Province - may be responsible for the variation observed in their rock compositions (Marangoni and Montovani, 2013).

4.3. Petrography

The rock from Cananéia Alkaline Complex presents syenitic composition; it is leucocratic of light coloring with marks of weathering. Texturally, it is a phaneritic, holocrystalline with coarse granulation (Figure 4.3a). Microscopically it exhibits an equigranular, hypidiomorphic texture and is composed of alkaline feldspar (70%), plagioclase (10%) hornblende (5%), biotite (5%), opaque (3%). Apatite, baddeleyite, quartz and zircon occur as accessories. Orthoclase sometimes exhibiting perthite texture, typical of syenitic rocks formed by exsolution processes. Polysynthetic twinning is present in plagioclase, but poorly developed; the grains exhibit secondary alteration such as saussuritization. Magnesian hornblende show intense biotite alteration (Figure 4.3e-f); it is observed in some grains a pseudomorphic texture, with the substitution of the hornblende by biotite. The biotite occur associated with the edges of the amphibole or as lamellae included therein. The opaque minerals have a fine granulation and occur as inclusions in the alkaline feldspar. Quartz occurs in a small amount about 2 to 3% with edges straight to irregular and in some cases with polycrystalline texture.

For the Jacupiranga Alkaline Complex the carbonatitic rocks texturally are, phaneritic, holocrystalline and exhibit medium-to-coarse granulation (Figure 4.3b-c). Sample TJJACP-1B (portion of drilling hole), has an intermediate composition between the carbonatite and the jacupirangite. The sample does not have a classical carbonatite composition, containing less than 50% of carbonaceous minerals, but cannot be classified as jacupirangite because it is not composed mainly of mafic minerals (less than 90%). Under the microscope, TJJAC-M2 sample generally exhibits an equigranular, hypidiomorphic texture of varying medium-to-coarse granulation. Mineralogically, it is composed essentially of calcite (70-80%), dolomite (10%), apatite (5%) and phlogopite (5%). Baddeleyite, zircon and opaque occur as accessories. Calcite occurs as well-developed twinning and apatite inclusions; dolomite occurs subordinately, with absent or undeveloped twinning; apatite has elongated crystals; phlogopite is lamellar crystal (Figure 4.3i-j) with evident cleavage and carbonate inclusions. TJJACP-1B presents an equigranular texture with fine-to-thick granulation, is phaneritic, holocrystalline, porphyritic, with phenocrysts of olivine and calcite. Mineralogically it is composed of calcite, apatite, phlogopite, olivine, biotite, nepheline and opaque (Figure 4.3g-h). Olivine as well as calcite and phlogopite are the predominant minerals, making up more than 70%; olivine presents moderately to intensely fractured and inclusions of opaque, apatite,

phlogopite and biotite are common. Calcite (20%) exhibits well-marked cleavages and typical twinning; inclusions of opaque and nepheline occur. Phlogopite forms a fine matrix that makes up about 10% of the thin section; it has a lamellar shape, larger grains exhibit very visible cleavages. Apatite, nepheline, biotite and opaque together represent about 20% of the thin section.

The rocks collected in Pariquera-Açu (TJPRQ-12A) show shonkinite composition, being melanocratic of dark grayish color. Texturally it is phaneritic, granular, hipidiomorphic to idiomorphic, medium to coarse granulation (Figure 4.3d). Mineralogically, they contain augite, olivine, alkali feldspar, apatite, biotite and opaque. Augite represents 45-55% of the thin section, some grains present oscillatory zoning while the hourglass textures are rarer; Carlsbad twinning is exhibited by some crystals and they also present inclusions of biotite and opaque (Figure 4.3k-l). Another aspect is the alteration of its edges and cores by biotite. Olivine integrates about 10% of the sample, represented by basal sections; it is moderately fractured. The fine granulation biotite, another mineral of the mafic portion, consists of 5 to 10% of the thin section and is a product of alteration, with xenomorphic forms to hipidiomorphic, lamellar forms. Opaque minerals (5-10%) are medium to coarse granulation hipidiomorphic, sometimes bordered by biotite. The leucocratic portion of the rock is represented by apatite and orthoclase, which together make up 15 to 30% of the thin section, although intensively sericitized the orthoclase most preserved grains presents incipient perthite texture; inclusions of olivine, biotite and opaque are frequent.

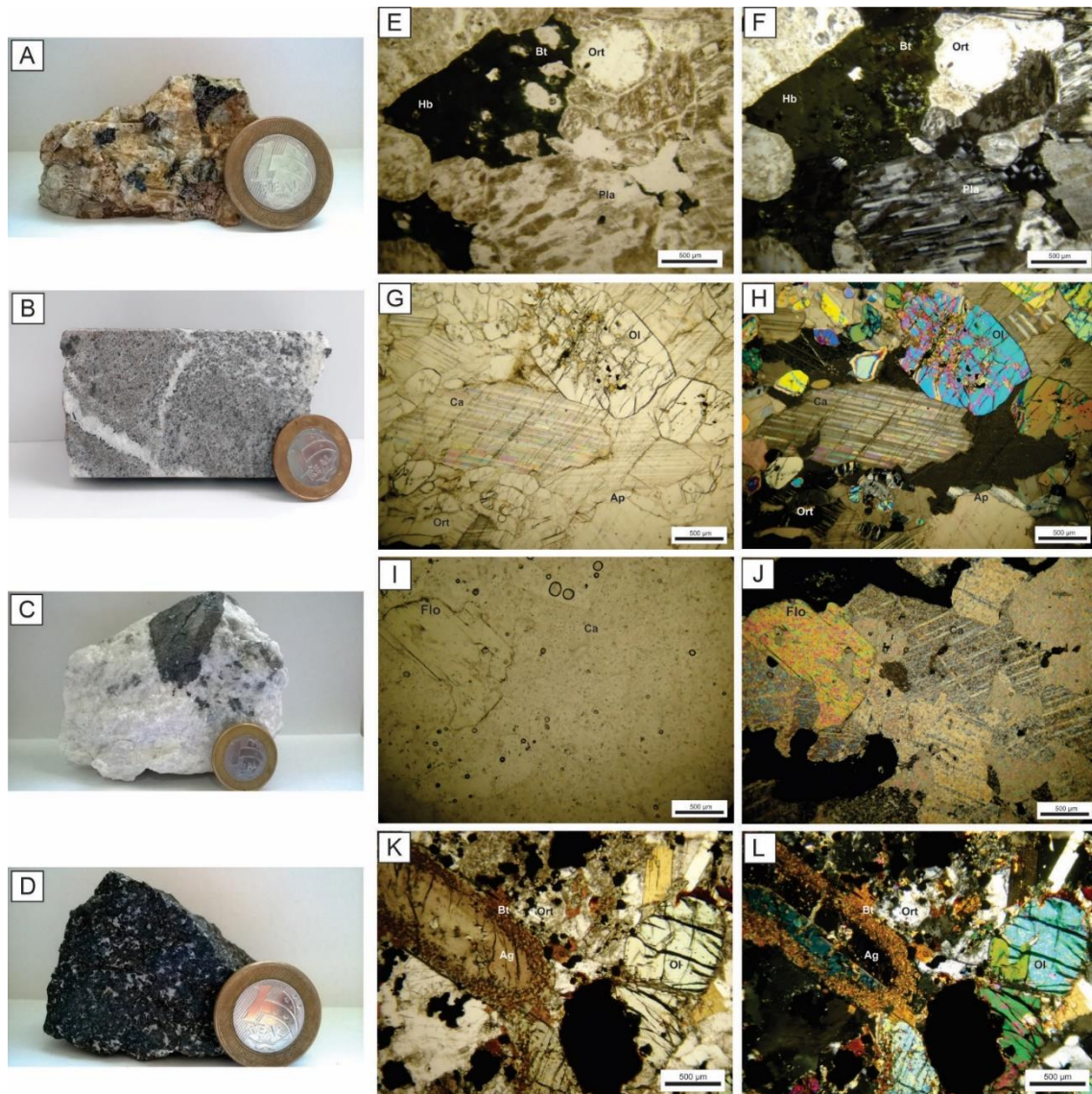


Figure 4.3: Macroscopic and microscopic features of the alkaline rocks. (A) TJCNN-9, syenite; (B) TJJAC-1B, carbonatite; (C) TJJAC-M2, carbonatite; (D) TJPRQ-12A, shonkinite; (E-F) Syenite with magnesian hornblende showing intense biotite alteration and plagioclase exhibits polysynthetic twinning, but poorly developed, not and polarized light, respectively; (G-H) Olivine, calcite, orthoclase and apatite, not and polarized light, respectively; (I-J) Calcite and dolomite, apatite, phlogopite and, not and polarized light, respectively; (K-L) Augite with Carlsbad twinning and alteration of its edges and cores by biotite, not and polarized light, respectively.

4.4. Analytical methods

Separation and recognition of baddeleyite has been pointed out as the obstacle for the wide use of the mineral as a geochronometer (Heaman and LeCheminant 1993). The procedures are very time consuming and include crushing and milling of rock samples. After that, there are gravity and magnetic separations described in several articles, and finally the

hand picking of the individual grains (*e.g.* Söderlund and Johansson, 2002; Hamilton and Buchan (2010); Almeida *et al.*, 2017). Our separation protocols were based on Söderlund and Johansson (2002) but, some adaptations were necessary to the available equipment in our laboratory.

First we procedure the crushing and milling of the samples to 80 e 100 mesh. Subsequently, we used the Wilfley table to separate baddeleyites at a water flux of 20L per minute, at a best dip angle of 6°. After the gravitational separation, the magnetic fraction was removed from the concentrate using a weak magnet. In sequence the baddeleyite grains were manually picked, from the heavy nonmagnetic concentrate, under binocular microscope, assembled in epoxy resin and gently polished to a flat surface.

In order to understand, characterize and settle the laser spots cathodoluminescence (CL) (Rodionov *et al.*, 2012) and secondary electrons (SE) images were taken under a Gatan Chroma CL detector coupled to a SEM LEO 430i, Zeiss (Table 1). The SEM analytical configuration was: energy (EHT) 15kV, probe current (i_{probe})=8000 – 12000 pA (depending on the CL intensities of the grains), working distance (WD) 16mm, resolution of 1024X1024 pixels and pixel time of 1000 μ S/pixel. The images are important to examine the internal and external structures of the grains such as zoning and surface defects (fractures and polishing quality), in order to avoid interferences in the signal.

The ages were determined by measuring the masses ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , and ^{238}U by the Excite 193nm (Photon Machines) double cell system with inductively coupled plasma mass spectrometer (Thermo Finnigan Element XR). The laser frequency was 10 Hz, fluency 9.45 J.cm⁻² and spot 35 μ m. The ablation time was 60 s (20 s for local gas blank). Kovdor baddeleyite was used as primary reference materials at the age of 380 Ma (Rodionov *et al.*, 2012) and Phalaborwa as secondary reference material, aged 2060 Ma (Rodionov *et al.*, 2008; Heaman, 2009).

The data were reduced off-line in the Iolite Software (version 2.5), in the Isotopic Geology Laboratory - IG / UNICAMP, following the protocols described by Paton *et al.* (2011) and plotted in Concordia diagram in the IsoplotR Online Software. Common ^{204}Pb signal is inexpressive, corresponding to less than 1,000 counts, therefore no common lead corrections were applied; grains with concordance greater than 10% were discharged.

4.5. Results

In spite all the efforts to concentrate baddeleyites, samples collected from Juquiá complex do not present the mineral, so they will not be discussed in this work. Therefore three lithotypes presented baddeleyites, carbonatite (TJJAC-M2; TJJAC-1B), syenite (TJCNN-9) and shonkinites (TJPRQ-12A, it was not dated until the completion of this work), they vary in size from 50 up to 150 μm , usually as placoid and very fragile fragments; eventually some more developed crystals appear. All the concentrates presented brown to brownish crystals, sometimes yellowish; all of them were transparent and with vitreous luster (Figure 4.4). Baddeleyites of the Jacupiranga carbonatite (TJJAC-M2 and TJJACP-1B samples) occur as the largest fragments amongst all here sampled while the ones from the Cananéia syenite (TJCNN-9) present well developed tabular habit.

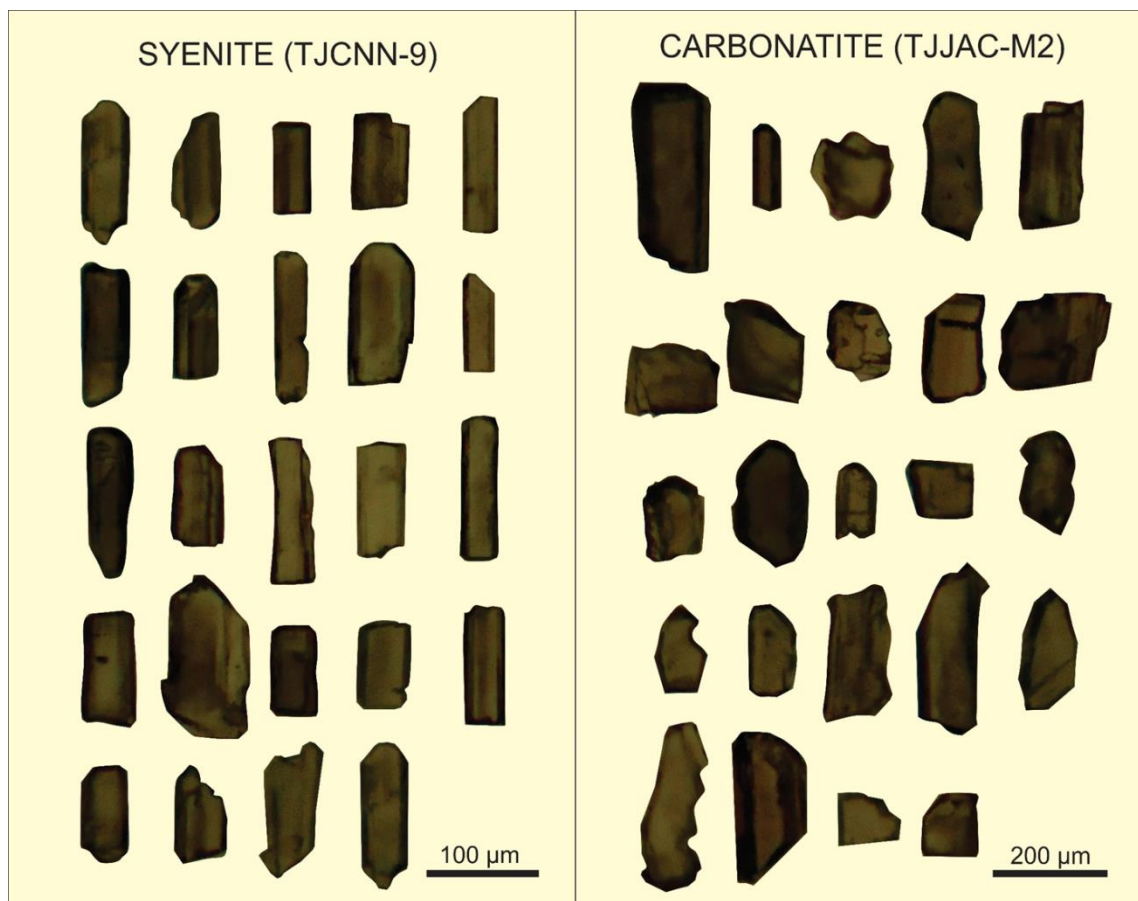


Figure 4.4: Baddeleyite crystals in transmitted light. In the syenite (sample TJCNN-9) its characteristic tabular habit is displayed, while in the carbonatite (sample TJJAC-M2) the crystals are fragmented. Coloration is brown to yellowish and the crystals are translucent.

The SE images of the selected grains reveals no inclusions or metamorphic rims, on the other hand small fractures and also some risks to the polishment are present (Figure 4.5). All surface imperfections were avoided during the laser analysis. The CL images reveal that the polished fragments present, mostly, micrometric domains with an alternated dark light patterns suggesting oscillatory zoning. Frequently, it is not possible to distinguish CL patterns, however chaotic and complex zoning is observed (Figure 4.5). The lack of zoning may indicate rapid crystallization (Rodionov *et al.*, 2012), as attested by the syenite (TJCNN-9 sample). Corfu, (2003) describes these domains for zircons but, there is still lack of literature describing zoning for baddeleyites.

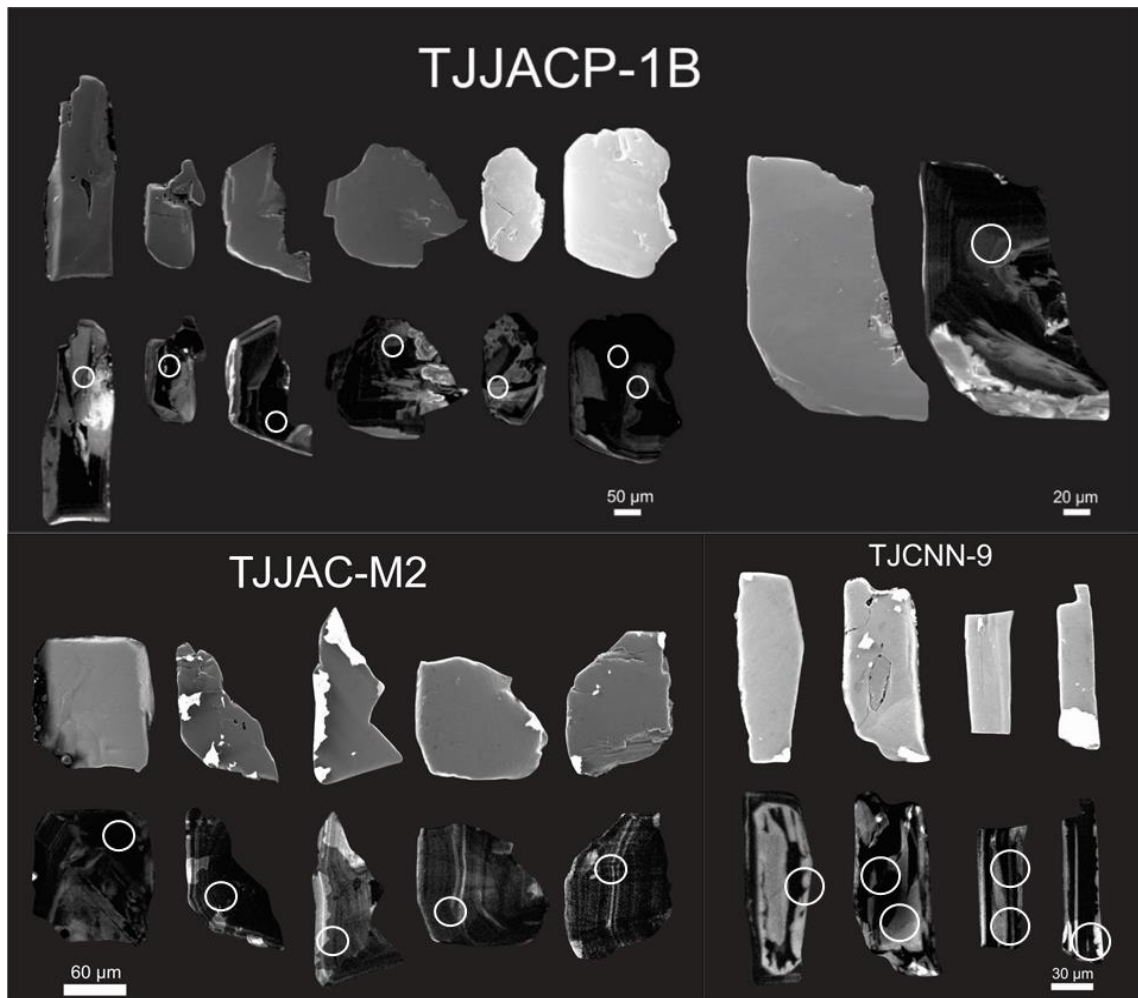


Figure 4.5: SE and CL images of the baddeleyite crystal from the Jacupiranga Alkaline Complex (TJJACP-1B; TJJAC-M2) and Cananéia (TJCNN-9) samples. The SE images reveal inclusions, fractures and surface imperfections that were avoided during LA-SF-ICP-MS, while CL images display the incipient to well defined oscillatory zoning in the samples TJJACP-1B; TJJAC-M2 and the complex zoning in some Jacupiranga crystals.

According to Table 4.3 and Figure 4.6 the carbonatites sample TJJAC-M2 from the Jacupiranga Alkaline Complex presented $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ between 0.0171 and 0.0190 and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ between 0.121 and 0.131 which yielded concordant ages of 116 ± 1 Ma (MSWD = 0.27; n=6) and average age of 118.4 ± 4.8 Ma. Sample TJJACP-1B, from the same lithotype, presented $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ between 0.0126 and 0.0143 and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ between 0.106 and 0.160 yielding concordant ages of 114 ± 1 Ma (MSWD = 0.028; n = 12) and average age of 122.3 ± 2.6 Ma. Cananéia syenite (sample TJCNN-9) presented $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ between 0.0126 and 0.0143 and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ between 0.095 and 0.121 which yielded a Concordia age of 90 ± 3 Ma (MSWD = 0.01; n=2) and average age of 73.6 ± 5 Ma. Table 4.1 also includes the ages for Kovdor primary reference material which yielded a concordant age of 374 ± 2 Ma. However, secondary reference material Phalaborwa plotted a Concordia age of 1812 ± 5 Ma (MSWD = 21, n = 14) slightly younger than the reported in the literature. The Concordia diagram for these reference materials are displayed in Figure 4.7. All the results are available in Supplementary Table S1 and S2.

Table 4.1: SEM analytical configuration for secondary electrons and cathodoluminescence images in baddeleyites mounts.

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Scanning Electron Microscopy Laboratory
Sample type/mineral	baddeleyite
Sample preparation	1 inch resin mount, polish to finish
Imaging	Secondary electrons (SE) and cathodoluminescence (CL)
Coating	5µm carbon rod Quorum Q150T S
SEM	
Model & type	LEO 430i, Zeiss
Electron gun	Tungsten hair pin
EHT	15 kV
Working distance	16 mm
i_{probe}	8,000 – 12,000 pA
CL detector	
Model & type	Gatan Chroma CL
Resolution	1024 X 1024 pixels
Pixel time	1000µs/pixel

Table 4.2: LA-SF-ICP-MS analytical configuration for age determinations in baddeleyites.

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Isotope Geology Laboratory - Unicamp
Sample type/mineral	baddeleyite
Sample preparation	1 inch resin mount, polish to finish
Imaging	CL
Laser ablation system	
Make, Model & type	Photon Machine, Excite 193
Ablation cell & volume	Two volume cell HelEx
Laser wavelength (nm)	193 nm
Pulse width (ns)	4 ns
Fluence ($\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$)	$9 \text{ J}\cdot\text{cm}^{-2}$
Repetition rate (Hz)	10 Hz
Ablation duration (secs)	40 secs
Spot diameter (μm) nominal/actual	35 μm (U-Pb dating) 100 μm (trace elements)
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	100% He in the cell, Ar make-up gas combined using a T-piece in the sample transport line near to the torch.
Cell carrier gas flow (l/min)	0.6 L/min (MFC 1) 0.7 L/min (MFC 2)
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Thermo Scientific, Element XR, SF-ICP-MS
Sample introduction	Ablation aerosol
RF power (W)	1250W
Make-up gas flow (l/min)	1.2 L/min (argon).
Detection system	SEM
Masses measured	202, 204, 206, 207, 208, 235, 238
Integration time per peak/dwell times (ms)	4 ms for each isotope
Dead time (ns)	14 ns
Data Processing	
Gas blank	20 seconds on-peak zero subtracted
Calibration strategy	Kovdor used as primary reference material, Phalabowra used as secondary/validation
Reference Material info	Kovdor (Rodionov, 2012) Phalabowra (Heaman, 2009)
Data processing package used / Correction for LIEF	lomite (version 2.5) (Paton <i>et al.</i> , 2011) for data normalization, uncertainty propagation and age calculation. LIEF correction assumes reference material and samples behave identically.
Mass discrimination	Normalization to reference material
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction applied to the data.
Uncertainty level & propagation	Ages are quoted at 2s absolute, propagation is by quadratic addition. Reproducibility and age uncertainty of reference material uncertainty are propagated.

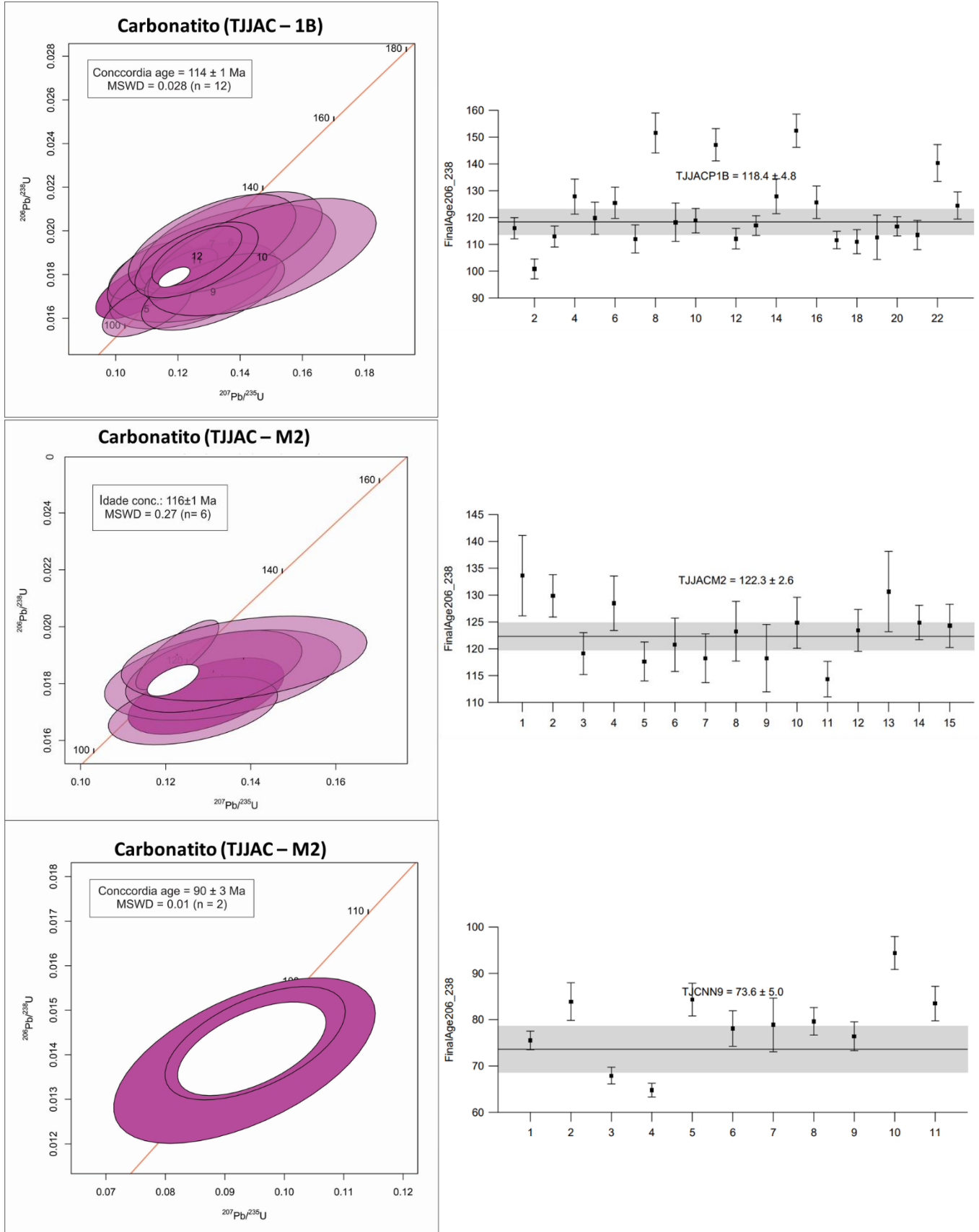


Figure 4.6: Concordia diagram defined a concordant a U-Pb age and average age ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) in: (A) TJJAC-M2a by 6 baddeleyite crystals; (B) TJJACP-1B by 17 baddeleyite crystals and; (C) TJCNN-9 by 5 baddeleyite crystals.

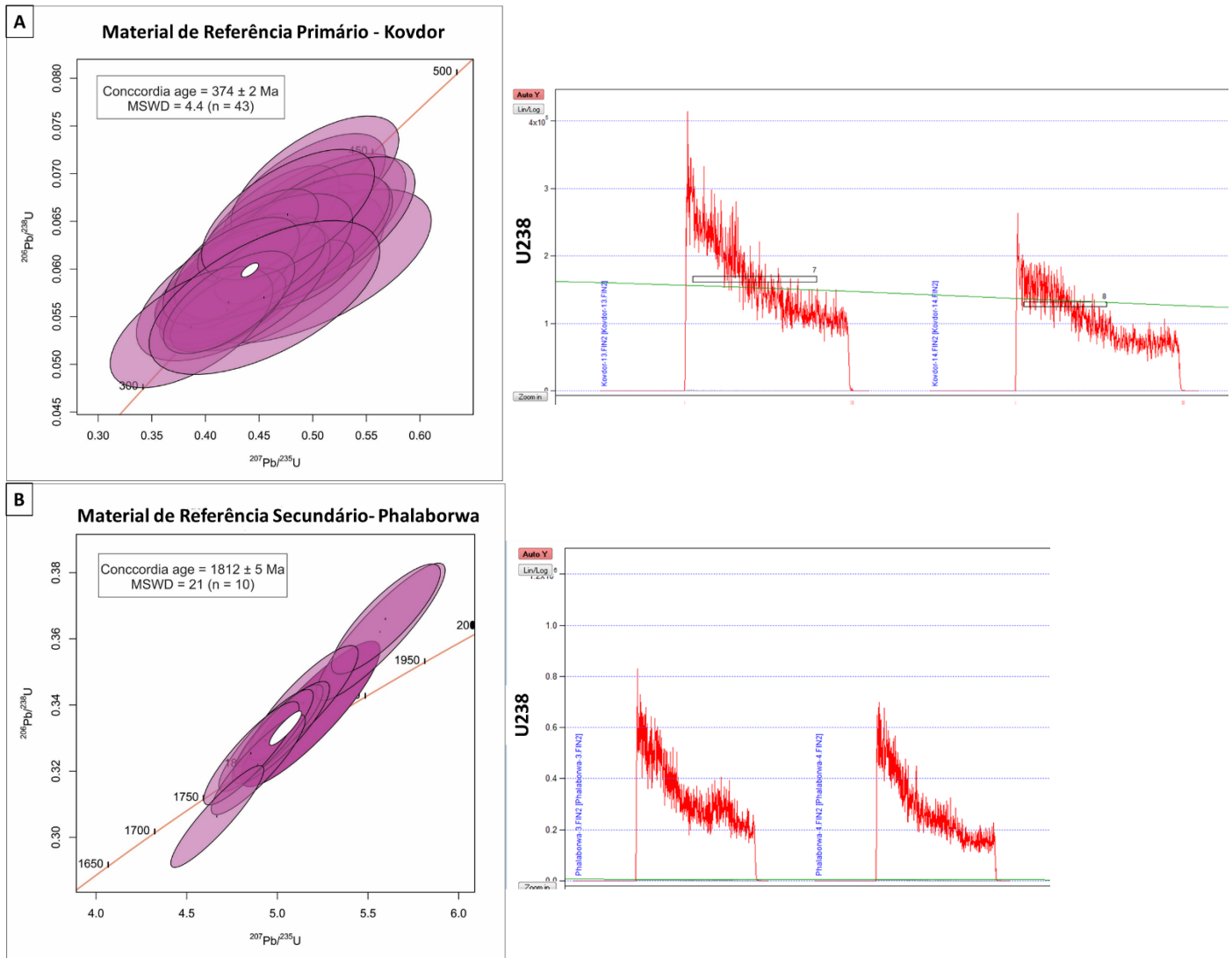


Figure 4.7: Concordia diagram for the reference materials defined a concordant a U-Pb age and respective signal in: (A) Kovdor by 48 baddeleyite crystals and (B) Phalaborwa by 14 baddeleyite crystals.

Table 4.3: Results of in-situ analyzes of U-Pb in LA-SF-ICP-MS for the samples of the Ponta Grossa Arc Province in baddeleyite.

Sample	Isotopic ratios						Age (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ ab	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ ab	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ abs	% conc
TJCNN-9: Syenite													
BD8	763	0,093	0,009	0,0139	0,0008	0,57	1211	97	88,7	4,8	88,6	8,3	100
BD12	1315	0,095	0,006	0,0143	0,0005	0,56	1022	72	91,2	3,3	90,6	5,7	101
TJJAC - M2: Carbonatite													
BD8	2570	0,125	0,006	0,0176	0,0006	0,71	705	47	112,1	3,5	118,3	4,9	95
BD13	1125,5	0,121	0,008	0,0183	0,0007	0,54	1036	71	116,7	4,1	112,8	7,1	103
BD15	1765	0,126	0,007	0,0171	0,0005	0,56	896	55	108,9	3,1	118,3	5,8	92
BD16	1855	0,131	0,007	0,0184	0,0006	0,62	815	55	117,6	3,7	123,0	6,0	96
BD21	43200	0,135	0,004	0,0190	0,0005	0,94	260	21	121,5	3,2	127,7	3,3	95
BD23	1500	0,127	0,008	0,0189	0,0006	0,52	799	57	120,6	3,8	117,7	7,0	102
TJJACP- 1B: Carbonatite													
BD3	2040	0,106	0,005	0,0172	0,0005	0,59	773	54	110,0	3,2	101,3	4,8	109
BD4	1970	0,111	0,006	0,0182	0,0005	0,59	791	57	116,1	3,4	105,5	5,1	110
BD8	570	0,125	0,011	0,0175	0,0008	0,53	1308	86	111,8	5,2	115,2	9,5	97
BD11	373,5	0,134	0,015	0,0185	0,0011	0,53	1380	120	117,8	7,2	119,0	13,0	99
BD14	2145	0,110	0,006	0,0164	0,0005	0,60	734	59	104,9	3,3	105,1	5,3	100
BD16	556,5	0,137	0,012	0,0195	0,0010	0,56	1278	91	123,9	6,0	124,0	11,0	100
BD18	599	0,131	0,011	0,0194	0,0009	0,57	1182	86	123,5	5,9	120,0	10,0	103
BD19	3345	0,121	0,005	0,0180	0,0005	0,67	531	40	115,0	3,0	116,0	4,3	99
BD22	757,5	0,131	0,009	0,0172	0,0007	0,58	1131	74	110,0	4,5	120,7	8,3	91
BD23	380	0,147	0,015	0,0188	0,0011	0,57	1430	100	119,5	7,2	130,0	13,0	92
BD25	1137	0,126	0,008	0,0187	0,0007	0,59	956	67	119,1	4,5	118,7	7,3	100
BD28	2805	0,126	0,006	0,0189	0,0006	0,63	620	47	120,4	3,6	119,3	5,3	101

4.6. Discussion

Although it presents fairly high MSWD, data distribution of Phalabowra reference material is similar to that identified in the literature (Figure 4.8). This difference in relation to the literature data may be a result of several factors, such as: a) heterogeneity of U and Pb distribution in Phalabowra baddeleyite (Sylvester *et al.*, 2007; Wohlgemuth-Ueberwasser *et al.*, 2015; Wohlgemuth- Ueberwasser *et al.*, 2018); (b) the difference in grain sizes between reference materials; c) fractionation during the drilling of the much larger grain in baddeleyite, when compared to zircon (Sylvester *et al.*, 2007). Due to these factors, the data obtained may present an expressive discrepancy.

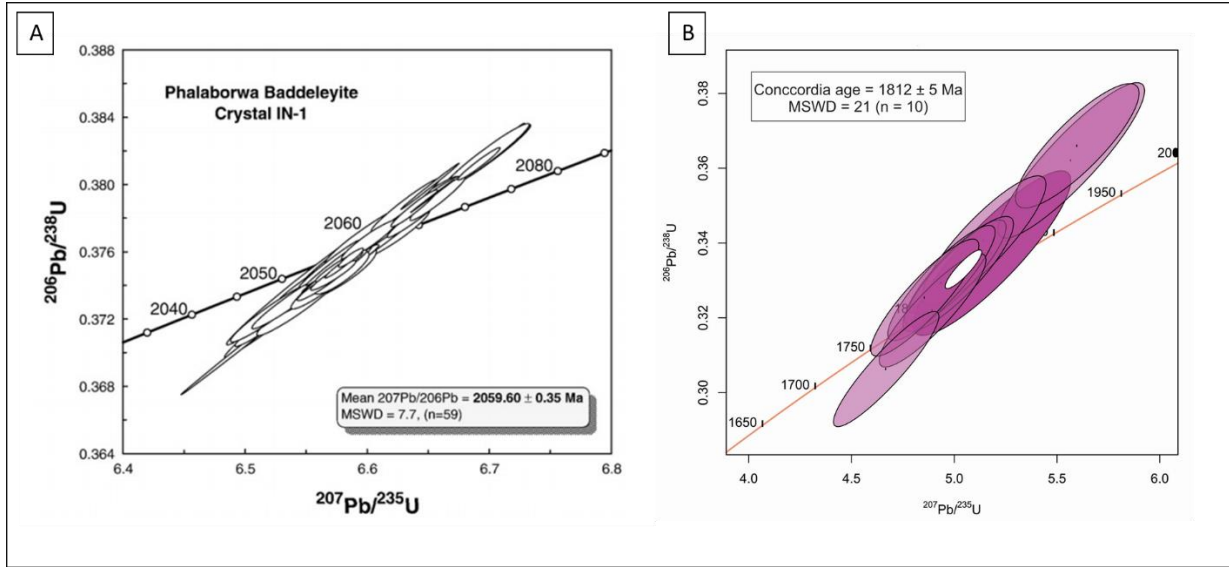


Figure 4.8: Phalaborwa reference material: A) U–Pb concordia diagram displaying 59 analyses of the Phalaborwa baddeleyite (Heaman *et al.*, 2009) and, B) Concordia diagram for Phalaborwa by 14 baddeleyite crystals (this work).

Although the ages of the Jacupiranga carbonatite ($116 \pm 1 \text{ Ma}$ and $114 \pm 1 \text{ Ma}$) here obtained are younger than the average proposed in the literature of 130 Ma , it is important to highlight that previous authors (Amaral *et al.* (1967); Sonoki eGarda (1988); Roden *et al.* (1985); Chmyz *et al.* (2017)). For Cananéia syenite Spinelli and Gomes (2008), using the Ar-Ar method obtained by mean age of $84 \pm 0.5 \text{ Ma}$, the similar here reported with $90 \pm 3 \text{ Ma}$. According to Nemchine Pidgeon (1999) U-Pb baddeleyite ages is of importance for the determination of more precise ages, in order to dismiss slight differences observed using methods more sensitive to thermal variation.

The Serra Geral magmatic event, characterized by continental basalts formed during the opening of the Atlantic Ocean may be associated with a superplume (Abbott and Isley, 2002), or a super event that extended over 71% of the Paraná basin (Matton and Jébrak, 2009). Occurrences like this are present in several places, for instance Decan, Central Atlantic, Columbia River, Harrat-Hadan, Etendeka, Rajmahal and Iceland (Me-nezes and Travassos, 2004).

Alkaline-carbonatite complexes of the Lower Cretaceous occur during the initial stages of the rift, before continental separation, along with the main tholeiitic flow of the Paraná Basin (Comin-Chiaramontie Gomes, 2005). These alkaline rocks can be characterized by the combination of strong structural control related to pre-existing structures, asthenospheric origin and the phenomenon of lithospheric break (Matton and Jébrak, 2009). On the other

hand, the analogous intrusions of the Upper Cretaceous occur during more advanced stages of the separation of Africa and South America.

The absence of typical asthenospheric signatures of the various alkaline provinces, geographically separated, allows the understanding that the preserved signatures are strictly bound to the lithosphere mantle and make unfeasible the previously proposed models involving mantle plumes for such occurrences (Ernesto, 2005). The elevation of the temperature of the lithospheric mantle may be associated with long-term mantle thermal anomalies revealed by geoid anomalies (Ernesto *et al.*, 2002), or by a residual thermal action of the Tristan da Cunha plume from the Lower Cretaceous (Vandecar *et al.*, 1995).

The trajectory of the possible hotspots of the Walvis Ridge and Rio Grande Rise as well as the Vitória-Trindade Ridge, discussed by many authors (Herz, 1977; Gibson *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1998; Segev, 2000; Guedes *et al.*, 2005; Thomaz Filho *et al.*, 2005; Almeida, 2006). However, for the alkaline rocks of the south-east Brazil, it may reflect a stress accommodation in the lithosphere during rifting, rather than a continuous magmatic activity induced by a lithosphere (Ernesto *et al.*, 2002).

Ernesto (2005) presents the paleomagnetic reconstitution of possible paths of these possible plumes. The paths obtained show a rather uneven passage from the current models adopted, indicating that none of the alleged "hots-pots" of Tristan da Cunha and Trindade are in a favorable position to be considered remnants of plumes. On the other hand, these long-term mantle thermal anomalies, revealed by geoid anomalies, could have provided the necessary heat for the generation of these magmas. According to the author, the paleogeographic maps show that the regions affected by intense alkaline magmatism were above these anomalies for long intervals of time, thus, they received a quantity of heat necessary for the generation of magmas.

Alkaline rocks of Cretaceous ages are common for the studied area and different events were described within a range of ages from 40 to 240 Ma (Ulbrich and Gomes, 1981; Sonoki and Garda, 1988). With the evolution in the geochronology narrower age intervals were established, which lead to more precise ages of events. Therefore, revisions and new age determinations, through different techniques, confirmed two main chronological groups: the first one at 80-90 Ma and a second around 130-140 Ma (Gibson *et al.*, 1995; Morbidelli *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998; Riccomini *et al.*, 2005; Siga Jr *et al.*, 2007; Enrich *et al.*, 2009; Spinelli e Gomes *et al.*, 2008; Chmyz *et al.*, 2017 e Gomes *et al.*, 2018).

The volcanic-tectonic peaks in the South American continent can be related to important changes in the position of the poles of rotation, the rate of separation of Africa and South America plates and also to the direction of the extension (Sadowski, 1987; Heine *et al.*, 2013). Following a chronological sequence, the pulses start with the South Atlantic rift between 120-140 Ma, concerning an initial phase of slow E-W extension, followed by the weakening of the lithosphere and an increment of the extensional velocity, with a change in the extension direction to SW-NE. Finally, culminating in the formation of the South Atlantic, characterized by the increase of the velocity of the plate with smaller change in the extensional direction (Heine *et al.*, 2013), being this tectonic event the most significant in the South Atlantic (Gomes *et al.*, 2018).

This event can be represented by the basaltic magmatism of the Paraná Basin and some alkaline complexes such as Rio Apa and Amambay Province in Paraguay age 139 Ma (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007), José Fernandes gabbro age 134 Ma (Almeida *et al.*, 2018), Anitápolis-SC age 132 Ma (Sonoki and Garda, 1988), Juquiá average age of 140 Ma (Sonoki and Garda, 1988) and Jacupiranga age 130 Ma (Roden *et al.*, 1985, Wu *et al.*, 2010; Chmyz *et al.*, 2017).

According to the ages here presented, the Jacupiranga carbonatite (116 Ma) would be inserted along with the second pulse that occurred between 111 and 116 Ma, more specifically during the establishment of the Ponta Grossa Arch, being correlated with alkaline of the São Jerônimo Curiúva Lineament - Banhadão and Itapirapuã. New geochronological data by the Ar-Ar method reaffirm Banhadão and Itapirapuã in this same scenario (108 Ma, Gomes *et al.*, 2018). Investigations of Paraguayan alkaline rocks present records similar to those found in Brazil with average ages of 118 Ma in the Missões Province (Comin-Chiamonti *et al.*, 2007) (Figure 4.9).

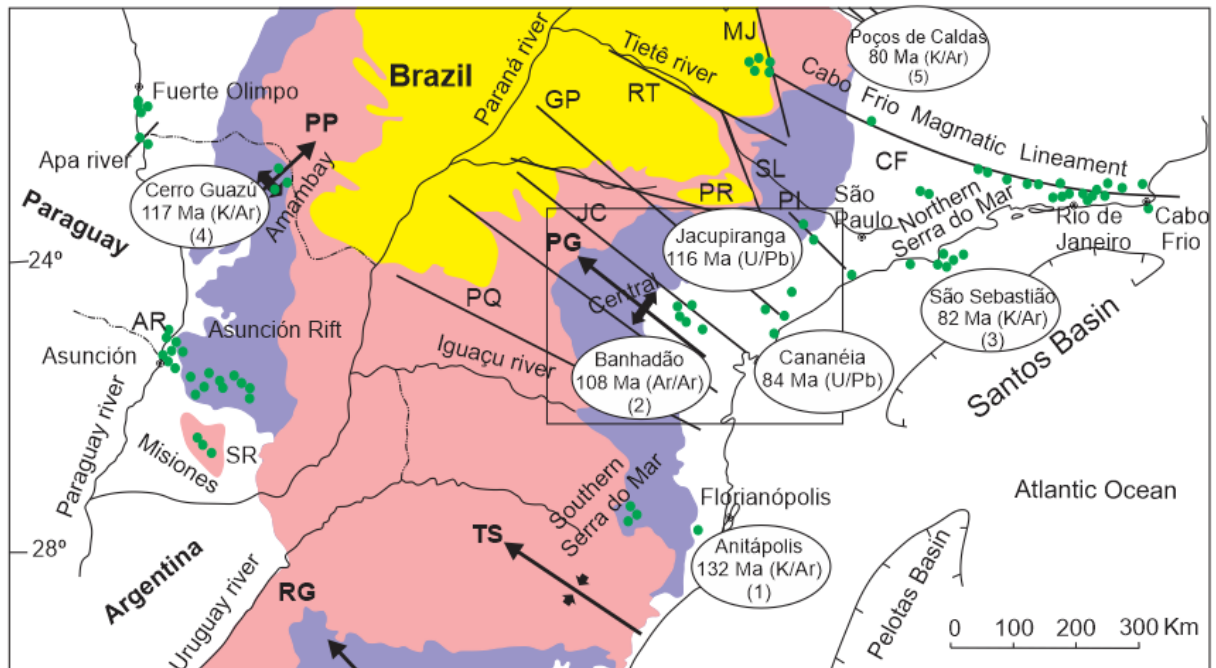


Figure 4.9: Representation of some alkaline rocks found in South America with their respective ages and geochronological method. Legend: PG- Ponta Grossa; RG- Rio Grande; PP- Ponta Porã; TS- Torres syncline; Rifts: SR- Santa Rosa; AR- Asunción; Lineaments: MJ- Moji-Guaçu; CF- Cabo Frio; RT- Rio Tietê; SL- São Carlos-Leme; PR- Paranapanema; PI- Piedade; GP- Guapiara; JC- St. Jerome-Curiúva; RA- Rio Alonso; PQ- Rio Piqueri. Alkaline centers. Geochronology: (1 e 5) Sonoki e Garda, 1988; (2) Gomes *et al.*, 2018; (3) Montes-Lauar *et al.*, 1995 (4) Comin-Chiamonti *et al.*, 2007. (Adapted Gomes *et al.*, 2011)

Chmyz *et al.* (2017) obtained Ar-Ar ages in phlogopite of 132.1 ± 0.6 Ma for the carbonatite of Jacupiranga and U-Pb age in zircon of 134.9 ± 1.3 Ma for monzonite of de Jacupiranga Complex (Figure 4.9). This raises the range of the magmatism for the formation of the alkaline Jacupiranga complex, compared to the ones obtained here in approximately 15 Ma. Thus, greater detail must be given in order to individualize the different pulses in this alkaline.

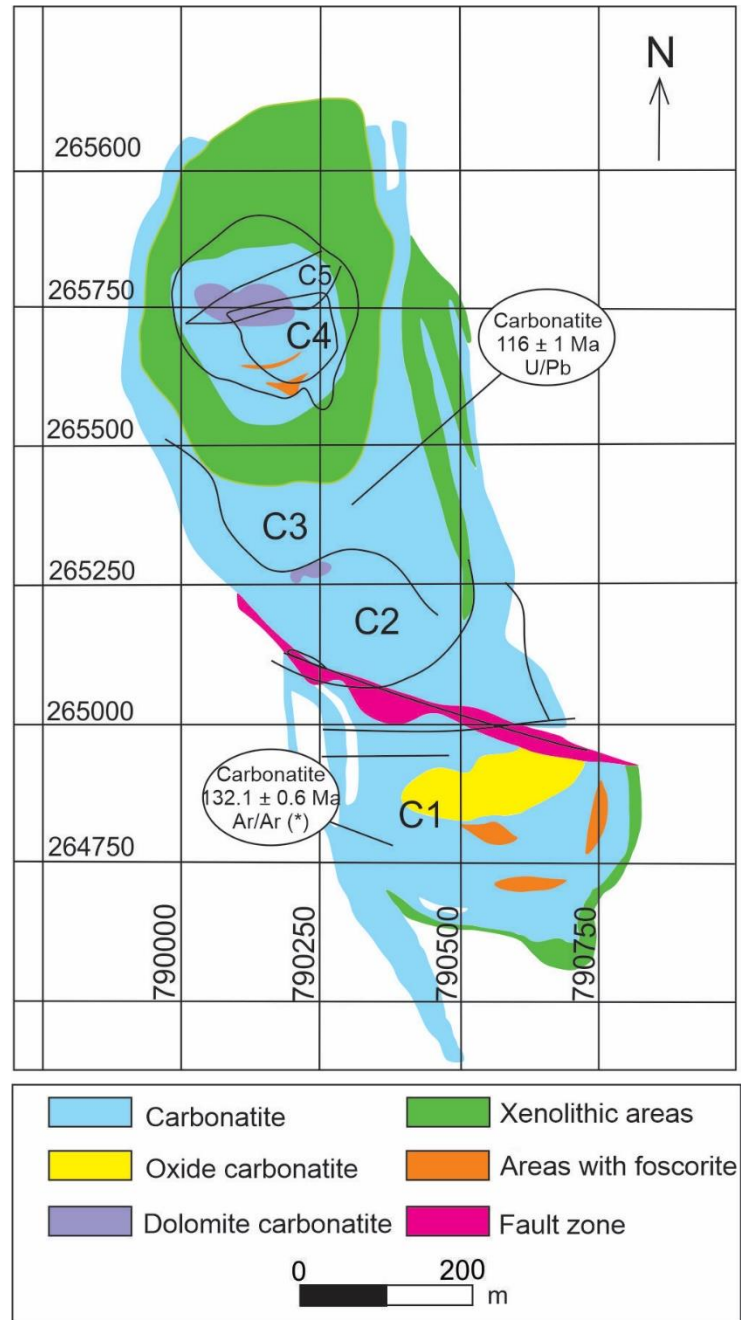


Figure 4.10: Simplified geological map of Jacupiranga carbonatite rocks. C1-C5 represents an order of intrusion of these rocks, C1 being the oldest and C5 the youngest (Adapted Chmyz, 2017).

A third magmatic pulse, during the Upper Cretaceous, represented by the Cananéia alkaline rocks is recognized in the area. U-Pb baddeleyite age of 90 ± 3 Ma, confirms the Ar-Ar ages of Spinelli and Gomes (2008). Apart from that, other alkaline rocks are also reported for same period, for example Tunas alkaline complex, also belonging to the Ponta Grossa Arch Province (U-Pb age of 84 Ma by Siga Jr. *et al.*, 2007), and some masses of the

northern sector of the Serra do Mar Province (Búzios Island, K-Ar age of 82 Ma by Alves, 1997; São Sebastião Island, K-Ar age of 82 Ma by Montes-Lauar *et al.*, 1995; Monte de Trigo Island Ar-Ar age of 87 Ma by Enrich *et al.*, 2009).

The comparison between the alkaline rocks of eastern Paraguay and those of the Paraná Basin in Brazil also show a similarity with alkaline complexes of lineaments symmetrical to the Moçamedes Arch and Damara Belt (Northwest of Namibia), with the alkaline carbonate magmatism of Angola, the main distribution of Moçamedes Arch, corresponding to Ponta Grossa Arch (Alberti *et al.*, 1999).

4.7. Final considerations

Through this study it was possible to develop and apply a robust method to separate and date baddeleyite through the LA-SF-ICP-MS technique at the Isotopic Geology Laboratory, Geosciences Institute, Unicamp. This method has been world widely used to date silica unsaturated rocks and it is of extreme relevance to define robust ages of the alkaline rocks.

Apart from that, the example studied area here conduct, to apply the implemented protocols, resulted in more precise and younger ages for Jacupiranga alkaline complex and Cananéia syenites. These new ages bring new information and help to compose the evolutionary history of these alkaline rocks in the south of São Paulo State, on top of that new insights to the emplacement, strongly related to preexisting structural discontinuities, of these alkaline bodies were possible. Such ages are similar to other alkaline rocks of the same alkaline province

4.8. Acknowledgment:

The authors would like to thank the collaboration of C Wohlgemuth-Ueberwasser and TB Thomsen for providing, respectively, Phalabowra and Kovdor reference material to Isotopic Geology Laboratory. This study was supported by FUNCAMP GF Matheus is thankful for CNPq scholarship.

References

- Abbott D.H., Isley A.E. 2002. The intensity, occurrence, and duration of the superplume events and eras over geological time. *J. Geodyn.* **34**: 265–307
- Alberti A., Castorina F., Censi P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C. 1999. Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. *Journal of African Earth Sciences*. **29**: 735-759.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. B. *Div. Geol. Mineral.* Rio de Janeiro, DNPM, **24**: 36p.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande. *Atas Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia*, p. 363-391.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*. **17**: 1-21.
- Almeida F.F.M. de. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* **16**: 325-349.
- Almeida F.F.M. 2006. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. *Terrae Didática* **2(1)**:3-18.
- Almeida V.V., Janasi V.A., Heaman L.M., Shaulis B.J., Hollanda M.H.B.M., P.R. Renne. 2018. Contemporaneous alkaline and tholeiitic magmatism in the Ponta Grossa Arch, Paraná-Etendeka Magmatic Province: Constraints from U–Pb zircon/baddeleyite and ⁴⁰Ar/³⁹Ar phlogopite dating of the José Fernandes Gabbro and mafic dykes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **355**: 55-65
- Alves F.R. 1997. *Contribuição ao conhecimento geológico e petrográfico das rochas alcalinas da Ilha dos Búzios, SP*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 274 p
- Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K., Reynolds J.H. 1966. Potassium–argon ages of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochim Acta*. **30**: 159–189
- Amaral G., Bushee J., Cordani U.G., Kawashita K., Reynolds J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**:117-142.
- Azzone R.G. 2008. *Petrogênese do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG)*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Bahat A. E., Ikenne M., Söderlund U., Cousens B., Youbi N., Ernest R., Soulaïmani A., Janati M. E., Hafid A. 2013. U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton. *Lithos*. **174**: 85-98.
- Beccaluva L., Barbieri M., Born H., Brotzu P., Coltorti M., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Acciotta M., Morbidelli L., Ruberti E., Siena F., Traversa G. 1992. Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). *Journal of Petrology*, **33**:1371-1404.

Black R., Lameyre J., Bonin B. 1985. The structural setting of alkaline complexes. *Journal of African Earth Sciences*, **3**: 5–16.

Born H. 1971. *O complexo alcalino de Juquiá*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.

Brumatti M., Almeida V.V de, Lopes A.P., Campos F.F. de, Perrotta M.M., Mendes D., Pinto L.G.R., Palmeira, L.C.M. 2015. *Metalogenia das províncias minerais do Brasil: rochas alcalinas da porção meridional do Cinturão Ribeira*. Estados de São Paulo e Paraná – São Paulo: CPRM.

Chmyz L. 2017. *Geocronologia e Petrogênese do Complexo Ultramáfico Alcalino Carbonatítico de Jacupiranga (SP)*. PhD Thesis. Universidade Federal do Paraná, 197p.

Chmyz L., Arnaud N., Biondi J.C., Azzone R.G., Bosch D., Ruberti E. 2017. Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline complex (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **77**:286-309.

Comin-Chiaramonti P., Marzoli A., Gomes C.B., Milan A., Riccomini C., Velázquez V.F., Mantovani M.M.S., Renne P., Tassinari C.C.G., Vasconcelos P.M. 2007. The origin of Post-Paleozoic magmatism in Eastern Paraguay”. In: Foulger R.G. e Jurdy D.M. (eds.) Plates, plumes and planetary processes. *Geological Society of America, Special Paper*, **430**:603-633.

Comin-Chiaramonti P., & Gomes C. B. (eds.). 2005. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EdUSP. 750p.

Condie K. C. 1997. Plate tectonics e crustal evolution. Buttenvorth-Heinemann, 4rd. edition, 476p.

Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A. e Stolbov N. 2013. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. *Geological Magazine*. **150**: 1127–1135.

Coutinho J., Rodrigues E., e Valarelli J. 2004. The mafic potassic intrusion of Pariquera-Açu, São Paulo, Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, **4(2)**: 103-116.

Eby G.N., Mariano A.N., 1992. Geology and geochronology of carbonatites and associated alkaline rocks peripheral to the Paraná Basin, Brazil-Paraguay. *Journal of South American Earth Sciences*. **6**: 207-216.

Enrich G.E.R., Ruberti E., Gomes C.B. 2009. Geology and geochronology of Monte de Trigo island alkaline suite, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**:67-80.

Ernesto M. 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle plume model. In: Comin-Chiaramonti P. e Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp Fapesp, p.689-706

Ernesto M., Marques L.M., Piccirillo E.M., Molina E., Ussami N., Comin-Chiaramonti P., Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, **118**:15-36.

Faleiros F.M.; Pavan M. 2013. *Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista SG.22-X-B-VI: escala 1:100.000: estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo: CPRM. Programa Geologia do Brasil (PGB).

Fernandes M.A., Malagutti Filho W., Dourado J.C., Moreira C.A. 2013. Modelagem gravimétrica no Lineamento Guapiara, sul do estado de São Paulo. *Revista do Instituto geológico*, São Paulo, **34(1)**: 69-77.

Ferreira F.J.F. 1982. *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa*. Ms Dissertation, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 169 p.

Gibson S.A.; Thompson R.N.; Leonardos O.H.; Dickin A.P.; Mitchell J.G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal Petrol.*, **36**: 189-229

Gibson S.A., Thompson R.M., Weska R.K., Dickin A.P., Leonardos O.H. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**:303-314.

Gill R. 2010. Igneous rock and processes: a practical guide. Wiley-Blackwell. 472p.

Gomes C. B., Ruberti E., Comin-Chiaramonti P., Azzone R. G. 2011. Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, **32(2)**: 152-168

Gomes C.B., Velázquez V.F., Azzone R.G. and Paula G.S. 2011. Alkaline magmatism in the Amambay area, NE Paraguay: the Cerro Sarambí complex. *Journal of South American Earth Sciences*, **32(1)**: 75-95.

Gomes C.B., Comin-Chiaramonti P., Azzone R. G. Ruberti E., Enrich G.E.R. 2018. Cretaceous carbonatites of the southeastern Brazilian Platform: a review. *Brazilian Journal of Geology*, **48(2)**: 317-345.

Guedes E.; Heilbron M.; Vasconcelos P. M.; Valeriano C. M.; Almeida J. C. H.; Teixeira W.; Thomaz Filho A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Science, Oxford*, **18**: 371-382.

Hamilton M.A. & Buchan, K.L. 2010. U-Pb geochronology of the Western Channel Diabase, northwestern Laurentia: implications for a large 1.59 Ga magmatic province, Laurentia's APWP, and paleocontinental reconstructions of Laurentia, Baltica and Gawler craton. *Precamb. Res.* **183**: 463-473.

Heaman L. M. & Lecheminant A. N. 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2), *Chemical Geology*, **110**: 95-126

Heaman L. M. 2009. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards. *Chemical Geology*, **261**: 43-52.

Heilbron M.; Pedrosa-Soares A. C.; Campos Neto M. C.; Silva L. C.; Trouw R. A. J.; Janasi V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: *Beca Produções Culturais Ltda.*, p. 203-234

Heine C; Zoethout J.; Muller R. D. 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, **4**: 215-253.

Herz N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **88**: 101-112.

Ibanez-Mejia M., Gehrels G.E., Ruiz J., Vervoort J.D., Eddy M.P., Li C. 2014. Small-volume baddeleyite (ZrO₂) U–Pb geochronology and Lu–Hf isotope geochemistry by LA-ICP-MS. Techniques and applications. *Chemical Geology*, **384**: 149-167.

Machado JR., D.L. 2000. *Condicionamento Estrutural e Contexto Tectônico do “Alinhamento de Guapiara”*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP. 143 p.

Matton G., Jébrak M., 2009. The Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP): deep mantle plume origin or shallow lithospheric break-up? *Tectonophysics*, **469**:1–12.

Marangoni Y.R. e Mantovani M.S.M. 2013. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, **41**: 83-98

Menezes P.T.L. & Travassos J.M. 2005. EM modeling of the central–northern portion of Ponta Grossa Arch, Parana Basin, Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145-158.

Mizusaki A. M. P. & Thomaz Filho A. 2004.O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (Ed.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: *Beca*, p. 281-291

Montes-Lauar C. R., Pacca I. I. G., e Melfi A. J. 1996. Paleomagnetism of late cretaceous alkaline rocks from southeastern Brazil. In *Abstracts*. Beijing: IGC/Iugs.

Morbidelli L., Gomes C.B., Beccaluva L., Brotzu P., Conte A.M., Ruberti E., Traversa G. 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth-Science Reviews*, **39**:135-168.

Morbidelli L., Gomes C.B., Beccaluva L., Brotzu P., D’Acquarica S., Garbarino C., Rubert, E., Traversa G. 2000. - The Pariquera Açú K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Science*, **18**: 129-150

Nemchin A. A. & Pidgeon R. T. 1998. Precise conventional and SHRIMP baddeleyite U-Pb age for the Binneringie Dyke, near Narrogin, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **45**: 673-675.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26(12)**: p.2508

Portela Filho C.V.; Ferreira F.J.F. 2003. Processamento e interpretação de dados aeromagnéticos da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, *Proceedings*, **8**:CD-Rom.

Rasmussen B., Fletcher I.R., Muhling J.R. 2008. Pb/Pb geochronology, petrography and chemistry of Zr-rich accessory minerals (zirconolite, tranquillityite and baddeleyite) in mare basalt 10047. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**: 5799–5818.

Renna M.R., Tiepolo M., Tribuzio R. 2011. In situ U-Pb geochronology of baddeleyite-zircon pairs using laser-ablation ICPMS: the case-study of quartz gabbro from Varney Nunatak (central Victoria Land, Antarctica). *Eur. J. Mineral.* **23**: 223–240

Riccomini C., Velázquez V.F., Gomes C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the centraisoutheastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti P. e Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, p. 31-56.

- Riccomini C. 1995. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 153-162
- Roden M. F., Murthy V. R., Gaspar J. C. 1985. Sr and Nd Isotopic Composition of the Jacupiranga Carbonatite. *Journal of Geology*, **93**(2): 212-220.
- Rodionov N.V., Belyatskii B.V., Antonov A.V., Presnyakov S.L., Sergeev S.A. 2009. Baddeleyite U–Pb SHRIMP II age determination as a tool for carbonatite massifs dating. *Doklady Earth Sciences*, **428**(7): 1166–1170
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov, I.N., Sergeev S.A. 2012. Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondwana Research*, **21** ed. 4.
- Sadowski G.R. 1987. A Possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. *Tectonophysics*, **143**(1-3):43-57.
- Santero P., Zadro M., Blitzkow D., SÁ N.C.de. 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin. Universidade de São Paulo. *Instituto Astronômico e Geofísico*.
- Schmitt A.K., Chamberlain K.R., Swapp S.M., Harrison T.M. 2008. In situ U–Pb dating of micro-baddeleyite by secondary ion mass spectrometry. *Chem. Geol.*, **269**: 386–395
- Söderlund U. & Johansson L. 2002. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂). *Technical Brief*, **3**(2).
- Segev A. 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*, **325**: 257–277.
- Siga Jr. O., Gomes C.B. 2007. O maciço alcalino de Tunas, PR: novos dados geocronológicos. *Geologia USP, Série Científica* **7**: 71-80.
- Sonoki I.K., Garda G.M., 1988. Idades K/Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim do Instituto de Geociências da USP, Série Científica* **19**: 63-85.
- Sørensen H. 1974. The Alkaline Rocks. London, *John Willey e Sons*, 622 p.
- Spinelli F. P. 2007. *As rochas alcalinas de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo*: estudos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos. PhD Thesis - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Spinelli F.P. & Gomes C.B. 2008. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo: 1. Geologia e Geocronologia. *Geologia USP: Série Científica*, **8**:53-64.
- Spinelli F.P. & Gomes C.B., 2009. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo: química mineral. *Geologia USP, Série Científica* **9**: 1-13.
- Sylvester P.J., Tubrett M.N., Souders, A.K. 2007. In situ U/Pb geochronology of baddeleyite by LA-ICPMS. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, p.A991.

- Thomaz Filho A., Cesero P. de, Mizusaki A.M., Leão J.G. 2005. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 383-389.
- Thompson R.N., Gibson S.A., Mitchell J.G., Dickin A.P., Leonardos O.H., Brod J.A., Greenwood J.C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the depleted Trindade mantle plume. *Journal of Petrology* **39** (8): 1494–1526.
- Ulbrich H.H. & Gomes C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, **17**:135-154.
- VanDecar J.C., James D.E., Assumpicao M. 1995. Seismic evidence of a fossil plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*. **378**:25–31
- Vasconcelos C.S., Dehler N.M., Tamato A. A. Júnior. I. L. 1999. Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú: mapeamento geológico na escala 1:50.000. São Paulo: Secretaria de Estado de Energia de São Paulo/CPRM.
- Vieira A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, 27, *Anais*, **3**: 259-277.
- Wingate M. T.D. & Compston W. 2000. Crystal effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite. *Chemical Geology*, **168**: 75-97.
- Wohlgemuth-Ueberwasser C.C., Söderlund U., Pease V., Nilsson M.K. 2015. Quadrupole LA-ICP-MS U/Pb geochronology of baddeleyite single crystals. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **30**(5): 1191-1196.
- Wohlgemuth-Ueberwasser C.C., Schuessler J.A., von Blanckenburg F., Möller A. 2018. Matrix dependency of baddeleyite U–Pb geochronology by femtosecond-LA-ICP-MS and comparison with nanosecond-LA-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **33**(6): 967-974.
- Wu F.Y., Yang Y.H., Mitchell R.H., Bellatreccia F., Li Q.L., Zhao Z.F. 2010. In situ U–Pb and Nd–Hf–(Sr) isotopic investigations of zirconolite and calzirtite. *Chemical Geology*, **277**: 178–195.

Supplementary Material Table S1- all results Kovdor.

Sample	Isotopic ratios						Age (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs	% conc
Primary reference materials : Kovdor (idade concordante 374 \pm 2 Ma)													
BD1	1108,5	0,429	0,03	0,057	0,002	0,59	1119	72	356	13,0	340	19,0	105
BD2	1055,0	0,489	0,04	0,064	0,003	0,65	1080	87	397	20,0	385	28,0	103
BD3	1168,0	0,426	0,03	0,058	0,002	0,57	1046	64	364	13,0	346	20,0	105
BD4	2475,0	0,402	0,02	0,058	0,002	0,63	705	54	361	11,0	344	14,0	105
BD5	1695,0	0,451	0,03	0,062	0,003	0,65	876	64	387	15,0	364	20,0	106
BD6	1525,0	0,492	0,03	0,068	0,003	0,63	900	72	420	16,0	394	22,0	107
BD7	11715,0	0,436	0,01	0,059	0,001	0,80	410	30	371,2	7,8	368	8,5	101
BD8	9335,0	0,496	0,02	0,065	0,002	0,77	507	37	404	10,0	406	11,0	100
BD9	8110,0	0,443	0,02	0,061	0,002	0,73	510	35	381,6	8,8	372	11,0	103
BD10	596,0	0,464	0,04	0,060	0,003	0,63	1720	100	371	21,0	350	29,0	106
BD11	538,0	0,498	0,05	0,060	0,003	0,59	1550	100	374	20,0	364	30,0	103
BD13	4815,0	0,437	0,02	0,060	0,002	0,65	676	46	374,6	9,9	367	12,0	102
BD14	4325,0	0,446	0,02	0,062	0,002	0,72	610	37	385,3	9,1	376	10,0	102
BD15	4235,0	0,431	0,02	0,058	0,002	0,70	668	36	362,7	8,9	359	11,0	101
BD16	1470,0	0,459	0,03	0,065	0,003	0,69	919	61	399	15,0	370	19,0	108
BD17	1190,0	0,427	0,03	0,058	0,002	0,63	977	63	361	15,0	348	21,0	104
BD18	3775,0	0,445	0,02	0,059	0,002	0,75	611	42	370,5	9,1	373	10,0	99
BD19	3085,0	0,438	0,02	0,061	0,002	0,64	665	43	379	10,0	370	12,0	102
BD20	1136,0	0,502	0,03	0,069	0,003	0,63	1103	71	428	17,0	392	22,0	109
BD21	2460,0	0,404	0,02	0,058	0,002	0,60	744	54	362	11,0	333	15,0	109
BD22	2565,0	0,431	0,02	0,058	0,002	0,60	733	44	359,3	9,9	366	14,0	98
BD23	2220,0	0,433	0,02	0,060	0,002	0,69	832	55	372	12,0	356	15,0	104
BD24	695,5	0,484	0,04	0,063	0,003	0,63	1337	87	389	18,0	366	25,0	106
BD25	898,5	0,491	0,03	0,063	0,003	0,63	1317	75	394	16,0	379	23,0	104
BD26	810,5	0,433	0,03	0,058	0,003	0,67	1356	83	363	17,0	341	22,0	106
BD27	615,5	0,5	0,04	0,064	0,003	0,66	1325	88	394	20,0	373	26,0	106
BD28	2560,0	0,436	0,02	0,061	0,002	0,68	698	45	379	11,0	366	13,0	104
BD29	3290,0	0,421	0,02	0,058	0,002	0,69	647	43	360,4	9,7	354	12,0	102
BD30	3490,0	0,463	0,02	0,061	0,002	0,71	648	40	382	10,0	377	12,0	101
BD31	3225,0	0,431	0,02	0,059	0,002	0,64	661	46	373,9	9,3	360	12,0	104
BD32	1630,0	0,431	0,02	0,060	0,002	0,72	921	66	375	14,0	355	17,0	106
BD33	1820,0	0,423	0,02	0,059	0,002	0,59	818	61	372	11,0	346	17,0	108
BD35	3070,0	0,487	0,02	0,059	0,002	0,59	809	53	371,8	9,2	398	14,0	93
BD36	598,5	0,426	0,04	0,058	0,003	0,60	1192	82	358	18,0	331	26,0	108
BD37	670,0	0,404	0,03	0,055	0,003	0,60	1201	87	344	17,0	313	24,0	110
BD38	752,0	0,454	0,03	0,061	0,003	0,59	1201	82	381	17,0	351	24,0	109
BD40	2000,0	0,449	0,02	0,064	0,002	0,61	757	50	396	12,0	365	16,0	108
BD41	2340,0	0,46	0,02	0,061	0,002	0,62	754	54	378	11,0	386	14,0	98
BD42	1194,5	0,424	0,03	0,060	0,002	0,63	942	73	372	14,0	340	19,0	109
BD44	1615,0	0,421	0,02	0,056	0,002	0,62	826	58	349	11,0	344	16,0	101
BD45	916,5	0,477	0,03	0,066	0,003	0,62	1145	74	408	17,0	377	23,0	108
BD46	821,5	0,387	0,03	0,054	0,003	0,60	1097	88	334	16,0	307	22,0	109
BD48	1189,5	0,422	0,03	0,057	0,002	0,66	1026	68	355	13,0	344	18,0	103
BD49	445,0	0,455	0,04	0,057	0,003	0,60	1393	97	353	20,0	336	29,0	105

Table S2- all results Phalaborwa

Sample	Isotopic ratios						Age (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs	% conc
<i>Secondary reference materials: Phalaborwa (idade concordante 1812 ± 5 Ma)</i>													
BD1	24550	5,68	0,14	0,3373	0,009	1,08	1844	16	1856	43	1923	22	101
BD2	91650	6,08	0,14	0,3621	0,009	1,02	1835	13	1976	40	1982	20	108
BD3	140950	6,09	0,10	0,366	0,007	1,13	1820	12	2009	32	1987	15	110
BD8	128300	5,65	0,10	0,3406	0,007	1,18	1802	11	1886	34	1921	15	105
BD10	482000	5,492	0,09	0,332	0,006	1,12	1794	10	1846	28	1894	13	103
BD11	309500	5,502	0,10	0,3317	0,006	1,09	1805	10	1847	30	1895	15	102
BD12	299000	5,415	0,09	0,3293	0,006	1,18	1787	11	1830	30	1884	14	102
BD13	335500	5,369	0,09	0,322	0,006	1,12	1815	10	1798	30	1875	15	99
BD14	232000	5,332	0,10	0,3254	0,006	1,09	1787	11	1810	31	1873	16	101
BD15	276000	5,113	0,10	0,3063	0,006	1,10	1815,3	9,5	1715	31	1842	16	94